Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea–Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER WÜRDE EINES DOKTORS DER PHILOSOPHIE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

Rolf Schmid

aus Mühleberg (BE) und Basel

Zürich 1967

Dissertationsdruckerei Leemann AG

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der

Herren Professoren Dr. E. Wenk und Dr. P. Bearth

Basel, den 14. Juni 1966.

Prof. Dr. W. Habicht, Dekan

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Separatabdruck aus Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,
Bd. 47, Heft 2, 1967.

Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea–Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien)

Von *Rolf Schmid* (Basel)

Mit 19 Textfiguren, 2 Tabellen, 8 Phototafeln (I—VIII) und 5 Tafelbeilagen (IX—XIII)

Zusammenfassung

Als „Seegebirge" (B. STUDER, 1851) wird das kristalline Grundgebirge im westlichsten Teil der Südalpen bezeichnet. Traditionsgemäss kann es in zwei Zonen gegliedert werden, in die westlich gelegene, kata- bis mesometamorphe Zone Ivrea-Verbano („Ivrea-Zone") und in die östlich daran anschliessende, meso- bis epimetamorphe „formazione dei laghi", die sich aus dem Gebiet des Lago d'Orta, des Lago Maggiore und des Lago di Como ins Veltlin hinüberzieht.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einem mittleren Abschnitt der Ivrea-Zone. In diesem vollzieht sich parallel zum regionalen Streichen der lithologische Übergang von einem Bereich, der zum grösseren Teil aus Quarz-Feldspatfelsen und -gneissen ± Granat, Biotit, Sillimanit und Graphit („Stronalithen" und „Kinzigitgneissen") besteht, zu einem solchen, in dem basische und ultrabasische Metamorphite überwiegen (basischer Hauptzug).

Grundlegend für die Arbeit sind:

a) Eine geologische Kartierung des Abschnitts im Massstab 1 : 25000 (siehe Tafeln X und XI);
b) statistische Messungen zur Ermittlung des Verlaufs der planaren und linearen Paralleltexturen (Tafeln IX, XII und XIII) und
c) eine detaillierte petrographische Untersuchung der in der Karte ausgeschiedenen Gesteinstypen.

Die strukturelle Untersuchung hat ergeben, dass sich der Abschnitt — tektonisch gesehen — aus zwei mächtigen Gewölben von je etwa 1 km Schenkelabstand sowie aus einer südöstlichen Einheit mit ausschliesslich steilstehenden

*) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Bernoullianum, 4000 Basel.

Gegenwärtige Adresse: Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Sonneggstrasse 5, 8006 Zürich.

Planartexturen zusammensetzt. Die Lineationen sämtlicher Gesteinstypen sowie die Klein- und Grossfaltenachsen fallen einheitlich 20—45° gegen NE ein, ebenso die Achse des südlichen Gewölbes. Dieses axiale NE-Gefälle ist wahrscheinlich für den ganzen NE-Teil der Ivrea-Zone zwischen der Valle Mastallone und dem Lago Maggiore charakteristisch. Nur im nördlichen, flachaxialen Gewölbe sind die Lineationen anders, nämlich abwickelbar um die Gewölbeachse orientiert. Deshalb wird die Bildung des nördlichen Gewölbes vom Autor als jünger angesehen als die Prägung der Lineationen. Verschiedene Tatsachen lassen aber darauf schliessen, dass gleichzeitig mit den Lineationen bereits eine erste Antiform mit NE-fallender Achse im Bereich dieses nördlichen Gewölbes entstanden ist.

Aus der petrographischen Untersuchung ging hervor, dass die basischen Gesteine, die trotz ihrem metamorphen Charakter von den früheren Autoren mehrheitlich mit reinen Eruptivgesteinsnamen angesprochen wurden, mineralparagenetisch gesehen in zwei Gruppen aufzuteilen sind, in hornblendearme, meist granathaltige Pyroxen-Plagioklasfelse („Pyriklasite", Bezeichnung von A. Berthelsen, 1960) und in ± pyroxen- und nur selten granathaltige Hornblende-Plagioklasfelse [Pyroxen-Hornblende- und Hornblende-Granofelse (Bezeichnung nach R. Goldsmith, 1959) und Amphibolite].

Die Abgrenzung der Stronalithe von den Kinzigitgneissen erfolgte auf Grund des Modalquotienten g = Granat/(Granat + Biotit), derart, dass in den Stronalithen g von 1,0 bis 0,5, in den Kinzigitgneissen von 0,5 bis 0 variiert.

Bei den Stronalithen, Pyriklasiten, Pyroxen-Hornblende- und Hornblende-Granofelsen handelt es sich um Gesteine der Granulitfazies. Mit den Ultrabasiten zusammen bauen sie die beiden Antiklinalen auf. SE davon treten praktisch nur noch Amphibolite und Kinzigitgneisse auf, die der Amphibolitfazies angehören. Eine nähere mineralfazielle Analyse der Stronalithe und Kinzigitgneisse zeigte, dass der Anstieg des Metamorphosegrades von SE nach NW, von der südöstlichen Gebietsgrenze bis zum Kern des nördlichen Gewölbes, äusserst kontinuierlich ist und steil verläuft. Zusammen mit dem uniformen NE-gerichteten Axialgefälle ist dieser Anstieg offenbar charakteristisch für die Ivrea-Zone, zumindest aber für deren nordöstlichen Teil. Er lässt die Wirksamkeit einer regionalen Thermo-Dynamometamorphose mit NW-gerichteter Progression erkennen.

Die starke Zunahme des Metamorphosegrades (der Temperatur) mag sich daraus erklären, dass die basischen und ultrabasischen Metamorphite des basischen Hauptzuges als ehemalige Eruptiva synmetamorph intrudierten. Es kann leider nicht entschieden werden, zu welchen Teilen und in welcher Form sie eventuell bereits prämetamorph vorhanden waren. Tatsache ist, dass sie heute (mit Ausnahme der basischen Ganggesteine) einen vollständig metamorphen Charakter aufweisen und, wie ihre von SE nach NW ändernde Mineralparagenese zeigt, unter denselben progressiven Metamorphosebedingungen kristallisierten wie die Stronalithe und Kinzigitgneisse. Aus diesem Grund sollte das Wort „Kontaktmetamorphose" in Verbindung mit der genetischen Deutung der Ivrea-Gesteine (siehe J. Schilling, 1957: „innerer" und „äusserer Kontakthof") fallen gelassen werden. In den umgebenden Stronalithen grösserer Pyroxen-Hornblende-Granofelskörper können allerdings gewisse Erscheinungen als eine Folge thermischer Einwirkung von der Seite dieser Körper her angesehen werden. Doch beschränken sich diese Erscheinungen auf schmale Randpartien und sind der Regionalmetamorphose untergeordnet.

Die Metamorphose, deren Alter als mindestens hercynisch angesehen werden muss, verlief syn- bis spätkinematisch bezüglich einer ersten kinematischen Phase (allgemeiner Zusammenschub und Steilstellung der Gesteinsserien, Entstehung der Lineationen, der NE-fallenden Klein- und Grossfalten sowie des südlichen Gewölbes in seiner heutigen und des nördlichen Gewölbes in seiner ursprünglichen Form) und präkinematisch bezüglich einer zweiten kinematischen Phase (Entstehung des nördlichen Gewölbes in seiner heutigen Form).

Anzeichen für stark ändernde pT-Bedingungen während der Prägung der heute vorliegenden Mineralbestände fehlen, sieht man von Reaktionsrändern um Granat in den Pyriklasiten (Kelyphiten) und um Hornblende in den P-H- und H-Granofelsen (Symplektiten) ab. Für die Entstehung der Kelyphite und Symplektite mussten, wie eine eingehende Untersuchung zeigte, offenbar dieselben notwendigen Voraussetzungen erfüllt sein: Der An-Gehalt der Plagioklase im Gestein musste 60% unterschritten haben, es sei denn, das Gestein sei vor der Entstehung der Reaktionsgefüge von einer Kataklase betroffen worden. Aus der Sicht der Ergebnisse einer semiquantitativen Untersuchung mit Hilfe der Elektronen-Mikrosonde sind die Kelyphite und Symplektite allein aus einer Reaktion zwischen Plagioklas und Granat bzw. Hornblende zustandegekommen.

Mit der Mikrosonde wurden auch Fleckenperthite und -antiperthite in Stronalithen und Kinzigitgneissen untersucht. Zusammen mit Korngefügebetrachtungen führte diese Untersuchung zum Schluss, dass derartige Implikationsgefüge aus einer Verdrängung des Plagioklases durch Kalifeldspat entstanden sein müssen.

In einem Anhang wird in dieser Arbeit noch auf die Existenz starker lokaler magnetischer Anomalien aufmerksam gemacht. Weiter sind hier verschiedene Normwerte (nach P. Niggli und P. Eskola) bisher publizierter Gesteinsanalysen (150 Stück) aus der Ivrea-Zone graphisch aufgeführt. Sie wurden im petrographischen Teil zur genetischen Interpretation verschiedener Gesteinstypen herangezogen.

Abstract

The "Seegebirge" (B. Studer, 1851) is the cristalline basement in the westernmost part of the southern Alps. In accordance with tradition it may be divided into two zones, the western kata- to mesometamorphic zone of Ivrea-Verbano ("zone of Ivrea"), and the easterly adjoining meso- to epimetamorphic "formazione dei laghi" extending from the region of Lago d'Orta, Lago Maggiore and Lago di Como into Valtellina.

This paper deals with a middle part of the zone of Ivrea, where, parallel to the regional strike, a transition between two lithologically different sections takes place. The southwestern of these sections consists principally of quartz-felspar rocks ± garnet, biotite, sillimanite and graphite ("stronalites" and "kinzigite gneisses"), while the northeastern one is chiefly composed of basic and ultrabasic metamorphites.

The present work includes:

a) a geological mapping of the investigated region on a scale of 1 : 25000 (see plates X and XI);
b) statistical measurements of the s-planes and lineations (plates IX, XII and XIII) and

c) a detailed petrographical investigation of the rock types that are indicated on the geological map.

The structural examination has shown that the surveyed region consists of two anticlines approximately 2 km apart and a southeastern unit with vertically dipping s-planes. The fold axes and the lineations of all rock types plunge uniformly 20—45° to the northeast, in exactly the same direction as the axis of the southern anticline. This general pitch towards northeast is probably characteristic for the whole northeastern half of the zone of Ivrea-Verbano between Valle Mastallone and Lago Maggiore. Only in the northern, almost horizontal anticline are the lineations differently oriented, namely coiled about the anticline axis. For this reason the author considers the northern anticline in its present form to be younger than the lineations. Various data indicate, however, that in the area of the present northern anticline an earlier northeast-plunging anticline was formed, simultaneously with the lineations.

The petrographical study shows that the basic rocks, which, despite their metamorphic character, had been given igneous rock names by most of the former authors, may be separated into two groups:

a) pyroxene-plagioclase rocks, poor in hornblende, usually garnetiferous ("pyriclasites", after A. Berthelsen, 1960), and

b) hornblende-plagioclase rocks, rarely garnetiferous, with or without pyroxene (pyroxene-hornblende- and hornblende-"granofelses", according to R. Goldsmith, 1959, and amphibolites).

The series of quartz-felspar rocks ± garnet, biotite, sillimanite and graphite has been differentiated by means of the modal ratio g = garnet/(garnet + biotite); g varies in the "stronalites" from 1.0 to 0.5, and in the "kinzigite gneisses" from 0.5 to 0.

The stronalites, pyriclasites, pyroxene-hornblende- and hornblende-granofelses are all members of the granulite facies. Together with the ultrabasites they build up the two anticlines. Southeast of these anticlines, almost exclusively amphibolites and kinzigite gneisses, belonging to the amphibolite facies, are found. A study of the mineral facies of the stronalites and kinzigite gneisses shows that there is a continuous and rather rapid increase in metamorphic grade from the southeastern limit of the surveyed region towards the northwest, up to the core of the northern anticline. Together with the uniform orientation of lineations this increase betrays the influence of a regional thermo-dynamometamorphism intensifying towards the northeast.

The strong increase in metamorphic grade (in temperature) might be due to an igneous origin of the basic and ultrabasic metamorphites and their intrusion during the regional metamorphism. It is, however, not possible to decide to what extent these rocks have such an origin or existed already in a premetamorphic stage. The fact is that they are now completely metamorphosed and cristallized under the same progressive metamorphic conditions as the stronalites and kinzigite gneisses. The use of the term "contact metamorphism" in connection with the origin of the Ivrea-rocks (see J. Schilling, 1957: "inner" and "outer contact zone") should therefore be eliminated. In the sourrounding stronalites of large pyroxene-hornblende-granofels masses certain features, however, may be due to

the former thermal influence of these intrusive bodies, but these features are limited to small margins and are subordinated to the regional metamorphism.

The metamorphism, probably hercynic or pre-hercynic in age, was contemporaneous with a first period of movement (southeast-northwest compression and tilting of the rock series; origin of the lineations, the northeast-plunging fold axes, the southern anticline in its present and the northern anticline in its original form) and preceeded a second kinematic phase (formation of the northern anticline in its present form).

There are no signs of strongly varying PT-conditions during mineral formation, apart from reaction rims around garnet in the pyriclasites (kelyphites) and around hornblende in the pyroxene-hornblende- and hornblende-granofelses (symplectites). A detailed investigation shows that these two reaction products were formed only if at least one of the following conditions was fulfilled: either the An-content of the plagioclases in the rock had to be below 60%, or the rock must have previously suffered dynamic metamorphism. In view of the results of a semiquantative chemical investigation using an electron-microprobe analyzer, the kelyphites and symplectites resulted exclusively from a reaction between plagioclase and garnet or hornblende.

"Patch"-perthites and -antiperthites have also been investigated with the microprobe. Together with microscopical studies, this investigation indicates that these structures originated by replacement of plagioclase by potash feldspar.

In an appendix attention is drawn to some significant magnetic anomalies of local importance. In addition, the different norm values of P. Niggli and P. Eskola for 150 published rock analyses from the zone of Ivrea have been calculated and plotted. These values have been used in the petrography section for the genetic classification of the different rock types.

Riassunto

La parte occidentale dello zoccolo cristallino delle Alpi meridionali viene denominato „Seegebirge" (B. Studer, 1851). Tradizionalmente esso si può suddividere in due zone: la zona Ivrea-Verbano, cata-fino mesometamorfica, a occidente („zona d'Ivrea") e la formazione dei laghi, meso-fino epimetamorfica, a oriente e che si sviluppa dalla regione del Lago d'Orta, del Lago Maggiore e del Lago di Como fino alla Valtellina.

Il presente lavoro tratta una parte centrale della zona d'Ivrea, nella quale avviene la transizione litologica tra due domini parallelamente alla direzione regionale delle tessiture planari. Uno di questi domini si compone essenzialmente di gneiss quarzo-feldispatici ± granato, biotite, sillimanite e grafite (stronaliti e gneiss kinzigitici), l'altro invece principalmente di rocce basiche e ultrabasiche metamorfiche.

Alla base del lavoro stanno:

a) un rilevamento geologico alla scala 1 : 25000 (cfr. tavole X e XI);
b) misure statistiche per la determinazione dell'andamento delle tessiture planari e lineari (cfr. tavole IX, XII e XIII) e
c) un esame petrografico dettagliato delle rocce distinte sulla carta geologica.

Dallo studio strutturale risulta come dal punto di vista tettonico la regione rilevata si componga di due potenti strutture anticlinali, in ognuna delle quali i

fianchi distano 1 km, e di un'unità sudorientale con tessiture planari esclusivamente raddrizzate. Le lineazioni di tutti i tipi di rocce e gli assi delle pieghe dei domini piccolo e grande, come pure l'asse della struttura anticlinale meridionale hanno un'immersione uniforme di 20—45° verso NE. Questa immersione assiale verso NE è probabilmente caratteristica per tutta la parte NE della zona d'Ivrea tra la Valle Mastallone e il Lago Maggiore. Solamente nella struttura anticlinale settentrionale, con asse orizzontale, le lineazioni sono orientate altrimenti, avviluppate attorno all'asse della struttura anticlinale: esse, sviluppate a ritroso su di un piano, risultano orientate in parallelo, per cui l'autore presume che la formazione della struttura anticlinale nord nella sua giacitura attuale è più recente di quella delle lineazioni. D'altra parte però diversi fatti indicano che contemporaneamente alle lineazioni nell'ambito di questa struttura anticlinale settentrionale si è già sviluppata una prima „antiforma" con asse immerso verso NE.

Dall'esame petrografico risulta che le rocce basiche, descritte dalla maggior parte degli autori precedenti con una nomenclatura applicabile solamente a rocce eruttive nonostante il loro carattere metamorfico, si possano suddividere in due gruppi secondo le loro paragenesi mineralogiche: rocce a pirosseno e plagioclasio, solitamente granatifere e povere di orneblenda („piriclasiti" secondo la nomenclatura di A. Berthelsen, 1960) e rocce a orneblenda e plagioclasio, localmente a pirosseno e raramente granatifere [„Pyroxen-Hornblende-" e „Hornblende-Granofelse" (secondo R. Goldsmith, 1959) e anfiboliti].

La distinzione delle stronaliti dai gneiss kinzigitici avviene in base al quoziente modale g = granato/(granato + biotite), che nelle stronaliti varia da 1,0 a 0,5, mentre nei gneiss kinzigitici da 0,5 a 0.

Le stronaliti, le piriclasiti e le „Pyroxen-Hornblende-" e „Hornblende-Granofelse" appartengono tutte alla facies mineralogica della granulite. Insieme con le ultrabasiti formano le due strutture anticlinali. A sudest affiorano quasi esclusivamente anfiboliti e gneiss kinzigitici che appartengono alla facies dell'anfibolite. Dal limite sudest della regione rilevata verso nordovest (fino al nucleo della struttura anticlinale settentrionale) il grado di metamorfosi aumenta uniformemente e molto rapidamente, come lo dimostra un'analisi dettagliata delle facies mineralogiche delle stronaliti e gneiss kinzigitici. Insieme con l'immersione assiale uniforme verso NE questo aumento sembra essere caratteristico della zona d'Ivrea, almeno della metà nordest, quale effetto di una metamorfosi regionale a carattere termico-dinamico e con progressione in senso nordovest.

L'intenso aumento del grado di metamorfismo (della temperatura) può essere spiegato collegandolo con l'intrusione delle rocce basiche e ultrabasiche, oggi metamorfiche, originariamente eruttive, contemporaneamente al processo metamorfico. È tuttavia impossibile stabilire in quali parti queste rocce hanno un'origine magmatica e non fossero già esistenti prima della metamorfosi. Attualmente presentano, eccezion fatta per le rocce basiche filoniane, caratteristiche prettamente metamorfiche. Cristallizzarono sotto le stesse condizioni di metamorfosi progressiva delle stronaliti e dei gneiss kinzigitici, come lo dimostra il cambiamento delle loro paragenesi mineralogiche da SE verso NW. Per queste ragioni l'uso del termine „metamorfosi di contatto" per indicare il rimaneggiamento regionale delle rocce metamorfiche della zona d'Ivrea (cfr. J. Schilling, 1957: „aureola di contatto interna" e „esterna") si dovrebbe evitare. Tuttavia, in vicinanza delle masse più cospicue di „Pyroxen-Hornblende-Granofelse", alcuni fenomeni si possano inter-

pretare come l'effetto di influssi termici da parte di queste masse; questi fenomeni sono però limitati a sottili parti marginali e sono subordinati alla metamorfosi regionale.

La metamorfosi, di età almeno ercinica, è contemporanea fino posteriore rispetto a una prima fase cinematica (compressione SE-NO e raddrizzamento delle serie litologiche, formazione delle lineazioni, delle pieghe con immersione verso NE, come pure della struttura anticlinale meridionale nella sua forma attuale e della struttura anticlinale settentrionale nella sua forma originaria), e precendente rispetto a una seconda fase cinematica (formazione della struttura anticlinale settentrionale nella sua forma odierna).

Mancano del tutto fenomeni che indichino un importante cambiamento delle condizioni di pressione e temperatura durante la formazione delle associazioni mineralogiche, salvo margini di reazione attorno ai granati nelle piriclasiti (chelifiti) e attorno alle orneblende nelle „Pyroxen-Hornblende-" e „Hornblende-Granofelsen" (simplectiti). Per la formazione delle simplectiti e delle chelifiti dovettero essere soddisfatte le stesse premesse, come indica un esame minuzioso di questi prodotti di reazione: il contenuto di anortite dei plagioclasi nella roccia dovette essere inferiore al 60% o, nel caso contrario, la roccia dovette essere toccata da influssi cataclastici prima di reagire. Dalle ricerche semiquantitative condotte per mezzo della microsonda a elettroni è risultato che le chelifiti e le simplectiti si sono originate da una reazione fra plagioclasio e granato, rispettivamente fra plagioclasio e orneblenda.

Con la microsonda furono esaminate anche pertiti e antipertiti a chiazze nelle stronaliti e nei gneiss kinzigitici. Abbinata a considerazioni sulle relazioni strutturali fra i grani questa ricerca condusse alla conclusione che tali strutture implicate devono essersi formate a spese del plagioclasio grazie a una rimozione da parte del feldspato potassico.

In un'appendice di questo lavoro si attira l'attenzione sull'esistenza di intense anomalie magnetiche locali. Inoltre sono stati riportati graficamente diversi valori delle norme secondo P. Niggli e P. Eskola di 150 analisi di rocce della zona d'Ivrea già pubblicate: essi furono impiegati nella parte petrografica per l'interpretazione genetica dei diversi tipi di rocce.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 948

Wichtigste Abkürzungen 949

Einleitung 950

I. Allgemeine Übersicht und Problemstellung 950

II. Zur Altersfrage 953

Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

I. Umgrenzung und orographische Verhältnisse 954

II. Tektonische Übersicht 955

III. Petrographischer Aufbau 956
A. Zur petrographischen Klassifikation 956
1. Allgemeine Übersicht 956
2. Begründung zur Wahl der Bezeichnungen „Granofels" und „Pyriklasit" für die basischen Katametamorphite 956
a) Grundlagen 956
b) Zur Anwendung der Begriffe „Fels" und „Granulit" . . . 957
I. Zum Wort „Fels" 957
II. Zum Begriff „Granulit" 957
c) Diskussion neuerer Vorschläge zur Nomenklatur massiger Metamorphite 958
I. Granofels (R. Goldsmith, 1959) 958
II. Pyriklasit, Pyribolit (A. Berthelsen, 1960) 959
B. Kurze Beschreibung der ausgeschiedenen Gesteinstypen 961
C. Die mineralfazielle Variation von SE nach NW 965
IV. Tektonisch-petrographischer Überblick 971
A. Der pyroxengranulitische Faziesbezirk 971
B. Der hornblendegranulitische Faziesbezirk 972
C. Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies der Amphibolitfazies . . 972
V. Korngefüge-Faziesbezirke 972

Petrographischer Teil

I. Stronalithe und Kinzigitgneisse 973
A. Bisherige Klassifikation der Stronalithe und Kinzigitgneisse . . . 973
B. Verfeinerte Klassifikation auf Grund des Modalquotienten g = Granat / (Granat + Biotit) 974
C. Petrographie der quarzhaltigen Stronalithe und der Kinzigitgneisse 976
1. Zone der Stronalithe A 976
a) Kalifeldspathaltige Stronalithe A 976
I. Plagioklasfreie, kalifeldspathaltige Stronalithe A: Stronalithe A 1 976
II. Plagioklas- und kalifeldspathaltige Stronalithe A: Stronalithe A 2 978
III. Granatfelse 978
b) Kalifeldspatfreie Stronalithe A: Stronalithe A 3 978
c) Vergleich zwischen den Stronalithen und den hellen Granuliten 978
2. Zone der Stronalithe B 979
3. Zone der Kinzigitgneisse 979

4. Einzelheiten zu den Mineralen in den quarzhaltigen Stronalithen und Kinzigitgneissen . . . 981
a) Quarz . . . 981
b) Kalifeldspat . . . 981
c) Plagioklas, Deutung der Fleckenantiperthit-Entstehung . . 981
d) Myrmekite . . . 984
e) Granat . . . 984
f) Biotit . . . 985
g) Muskowit . . . 985
h) Sillimanit . . . 985
i) Akzessorien . . . 985
k) Zusammenfassende Schilderung der Kornverbandsverhältnisse . . . 986

D. Quarzfreie Stronalithe . . . 986
1. Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelse und -gneisse ± Kalifeldspat . . . 986
a) Kalifeldspathaltig (Abkömmlinge der kalifeldspathaltigen Stronalithe) . . . 986
b) Kalifeldspatfrei (Abkömmlinge der kalifeldspatfreien Stronalithe) . . . 988
c) Vergleich der Kornverbandsverhältnisse in den quarzhaltigen Stronalithen und in den Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelsen und -gneissen ± Kalifeldspat . . . 988
2. Granat-Plagioklasfelse . . . 988
3. Granat-Biotit-Plagioklasfelse . . . 989

E. Petrochemische Betrachtungen und Schlussfolgerungen . . . 989
1. Zur Deutung der quarzhaltigen Stronalithe und der Kinzigitgneisse als Restite . . . 989
2. Genetische Deutung der quarzfreien Stronalithe . . . 991

II. Basische Gesteine . . . 993
A. Granatfreie (-arme), hornblende- und ± pyroxenhaltige basische Gesteine *(P-H- und H-Granofelse, Amphibolite)* . . . 993
1. P-H-Granofelse . . . 993
a) P-H-Granofelse B im Mantel des nördlichen Gewölbes . . . 993
b) P-H-Granofelse A und B des Hauptzuges . . . 993
c) P-H-Granofels A südlich A. Stavelli . . . 994
d) P-H-Granofelse B (und A) zwischen dem Granofels-Hauptzug und dem Bereich calcithaltiger Amphibolite . . . 994
e) Optische Daten und Besonderheiten einzelner Minerale . . 995
I. An-Gehalt der Plagioklase . . . 995
II. Granat . . . 995
III. Orthopyroxen . . . 996
IV. Klinopyroxen . . . 996
V. Hornblende, Symplektite . . . 997
VI. Biotit . . . 999

f) Zusammenfassung 999
g) Schlussfolgerungen 999
2. Basische Serie SE Val Piana (H-Granofelse) 1000
a) Seriale Kennzeichen, Lagerungsverhältnisse 1000
b) Merkmale einzelner Minerale 1002
c) Ausdehnung der basischen Serie 1002
d) Zur Genese der basischen Serie 1002
3. Amphibolite 1003
a) Einteilung 1003
b) Definition der calcithaltigen Amphibolite und ihre Verbreitung 1004
c) Der Amphibolit von Nibbio 1005
d) Feinkörnige Amphibolitvarietäten 1006
e) Fleckamphibolit von Albo 1007

B. Hornblendearme (-freie), klinopyroxen- und ± orthopyroxengranathaltige basische Gesteine *(Pyriklasite)* 1007
1. Definition und Nomenklatur 1007
2. Bezeichnung der Korngefüge im nördlichen Gewölbebezirk und deren Deutung 1008
3. Flaserige Pyriklasite B. 1009
4. Mittelkörnige (bis grobkörnige) Pyriklasite A und Bronzit-Plagioklasfelse 1010
a) Granathaltige mittelkörnige Pyriklasite A 1010
b) Granatfreie mittelkörnige Pyriklasite A 1011
c) Bronzit-Plagioklasfelse ± Granat 1012
5. Feinkörnige Pyriklasite A und pyroxenhaltige Stronalithe . . 1013
a) Feinkörnige Pyriklasite A 1013
b) Pyroxenhaltige Stronalithe 1013
6. Nebulite in der Val Grande 1015
7. Kelyphite 1017
a) Strukturelle Studien, allgemeine Feststellungen 1017
b) Genetische Schlussfolgerungen, semiquantitative Angaben über den Chemismus der Kelyphitkomponenten 1018
I. Kelyphite in mittelkörnigen Pyriklasiten A mit heteroblastoklastischen Korngefügen 1018
α) Entstehungszeit 1018
β) Entstehungsprozesse 1019
γ) Chemismus des Mafits im Kelyphitrand 1021
II. Kelyphite in mittelkörnigen Pyriklasiten A mit homöoblastoklastischen Korngefügen 1022
III. Zusammenfassung 1022
c) Kelyphite und Symplektite 1023
8. Chemismus der basischen Gesteinsgruppen 1024
a) Pyroxenhaltige Stronalithe und feinkörnige Pyriklasite A . 1024
b) Mittelkörnige Pyriklasite A und P-H- sowie H-Granofelse . 1025

c) Grobflaserige Pyriklasite B 1027
d) Amphibolite 1027

III. Ultrabasische Gesteine 1027

A. Petrographische Assoziationsverhältnisse 1027
B. Hornblende- und Klinopyroxenfelse 1028
1. Hornblendefelse 1029
2. Klinopyroxenfelse 1029
C. Olivin- und Bronzitfelse 1030
1. Olivinfelse 1030
2. Bronzitfelse 1030
D. Klinopyroxenhaltige Erz-Bronzit-Granatfelse, ± biotit-, graphit- und plagioklasführend 1031
E. Granat-Biotitfelse 1031
F. Korngefüge und Texturen der ultrabasischen Gesteine 1032
1. Hornblende-, Klinopyroxen- und Bronzitfelse 1032
2. Bronzit-Granat-, Granat-Biotit- und Olivinfelse 1033
G. Zur Entstehung der ultrabasischen Gesteine 1033

IV. Marmore und Kalksilikatfelse 1034

A. Allgemeiner Überblick 1034
B. Zur Genese der Marmorgänge in P-H-Granofelsen und Ultrabasiten 1036

V. Spezielle Gesteinstypen 1036

A. Übergangsgesteine zwischen P-H-Granofelsen und Stronalithen . 1036
B. Klino- und/oder Orthopyroxen-, stellenweise granat- und quarzhaltige Biotitgneisse ± Hornblende im Bezirk der Amphibolitfazies 1037
C. Granat-Dioritgneiss 1037
D. Apatitführende Erz-Spessartinfelse, bänderweise klinopyroxen-, quarzhaltig und hypersthenführend („Gondite“) 1037
E. Serpentinite und Talkschiefer 1039
F. Strahlige Bronzitaggregate 1039

VI. Vererzungen 1039

VII. Basische Ganggesteine 1040

A. Basische Ganggesteine in der Val Grande 1040
B. Basischer Gang W Cuzzago 1041
C. Alter und Herkunft 1043

VIII. Pegmatite 1045

A. Verbreitung und Einteilung 1045
B. Quarz-Feldspat-Pegmatite 1045
C. Feldspat-Pegmatite 1046
1. Oligoklasit-Gänge 1046

2. Albitit-Gänge 1047
3. Kalifeldspat-Plagioklas-Pegmatite 1047
4. Zur Genese der Feldspat-Pegmatite 1048

IX. Ultramylonite, Gangmylonite und rekristallisierte Mylonite 1048

A. Ultramylonite 1048
B. Gangmylonite 1049
C. Rekristallisierte Mylonite 1049

X. Albit-Karbonat-Quarzmobilisate und die Umwandlung der basischen und ultrabasischen Gesteine unter dem Einfluss hydrothermaler Lösungen 1050

A. Allgemeine Beobachtungen 1050
B. Genetische Deutung der Albit-Karbonat-Quarzmobilisate 1052

Struktureller Teil

I. Einleitung 1054

II. Die s-Flächen 1054

A. Charakterisierung der s-Flächen 1054

B. Allgemeines über den s-Flächenverlauf, Ausscheidung von Strukturbezirken 1055

C. s-Flächenverlauf in den einzelnen Strukturbezirken 1057

1. Die Strukturbezirke I und II 1057
2. Der Strukturbezirk III (südliches Gewölbe) 1057
a) Innenstruktur des Gewölbes 1057
b) Die Struktur der südlichen Schenkelpartie auf der Seite der Val Grande 1058
c) Die Stereometrie des Gewölbes 1058
3. Der Strukturbezirk IV 1059
4. Der Strukturbezirk V (nördliches Gewölbe) 1059
a) Die Gewölbestruktur 1059
b) Die Stereometrie des Gewölbes 1060
I. Der Verlauf der Gewölbeachse 1060
II. Die s-Flächendiagramme der Unterbezirke 1061
c) Das strukturelle Verhältnis zwischen dem Gewölbebau und der Insubrischen Linie 1062
d) Fortsetzung der nördlichen Gewölbestruktur ausserhalb dem Untersuchungsgebiet 1062
I. Fortsetzung nach SW 1062
II. Fortsetzung nach NE 1063
5. Der Strukturbezirk VI 1064
6. Zusammenfassende Darstellung des s-Flächenverlaufs im untersuchten Abschnitt 1064

III. Die lineare Paralleltextur 1065
A. Charakterisierung der linearen Paralleltextur 1065
B. Der Verlauf der linearen Paralleltextur in den Strukturbezirken I—VI 1065
1. Die Strukturbezirke I—V 1065
2. Der Strukturbezirk VI 1067
C. Diskussion über das Alter der Lineationen in blastoklastischen bis blastomylonitischen Gesteinstypen und über die Entstehung des nördlichen Gewölbes 1068
IV. Gliederung der kinematischen Prozesse (kinematisches Zeitschema) . 1070
V. Gefügeanalysen 1072
A. Beispiele für die Quarz- und Sillimanit-Regelung im nördlichen Gewölbebezirk 1072
B. Hornblende-Regelung in einem P-H-Granofels B 1074
VI. Klüfte und Störungen, Kluftminerale 1074

Diskussion und Schlussfolgerungen

I. Altersbeziehungen der basischen und ultrabasischen Gesteine 1075
A. Allgemeine Betrachtungen 1075
B. Datierung auf Grund gefügefazieller Kriterien 1076
C. Begrenzung des Intrusionsalters der basischen und ultrabasischen Eruptiva nach unten 1077
D. Versuch einer genaueren Datierung der basischen und ultrabasischen Intrusionen auf mineralfazieller Grundlage 1078
1. P-H- und H-Granofelse 1078
2. Ultrabasische Gesteine 1081
3. Pyriklasite B 1081
4. Zusammenfassung 1081
II. Zur Frage nach der Ursache der progressiven Metamorphose 1082
III. Vorläufige Arbeitshypothese über die Petrogenese und die Kinematik in der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande 1083
A. Der prämetamorphe Zustand 1083
B. Die erste kinematische Phase 1083
C. Die zweite kinematische Phase 1085
D. Die dritte kinematische Phase 1085
E. Datierung der Phasen 1085

Anhang

I. Magnetische Anomalien 1086

II. Methodisches zur petrochemischen Kompilationsarbeit 1087
A. Klassifikation der Analysen 1087
B. Variationsdiagramm der gewichtsprozentigen Anteile der Oxyde . 1091
C. Dreiecksprojektionen 1092
D. Quellenverzeichnis 1093
III. Zur Retromorphose der Ivrea-Gesteine 1095
IV. Zu den Profilen 1096
Literaturverzeichnis 1096

VORWORT

Die Feldaufnahmen zu dieser Arbeit wurden während 12 Monaten in den Jahren 1961/62 durchgeführt. In erster Linie werden hier die Resultate der petrographischen und strukturellen Untersuchungen wiedergegeben. Es wird beabsichtigt, in zwei nachfolgenden Arbeiten die Rolle des Granats als Indexmineral im Dissertationsgebiet zu erläutern sowie eine detaillierte Beschreibung eines Marmorvorkommens in der obersten Val Grande zu geben.

Eine allgemeine Orientierung und einen Überblick über die hauptsächlichsten Ergebnisse der petrographischen und strukturellen Untersuchung vermitteln, neben den graphischen Dokumentationen, in ausführlicherer Form, als es die Zusammenfassung erlaubt, folgende Abschnitte bzw. Kapitel: „Einleitung", „Charakterisierung des Untersuchungsgebietes", „Struktureller Teil": II C 6, III B, III C, IV, „Diskussion und Schlussfolgerungen", „Vorläufige Arbeitshypothese über die Petrogenese und Kinematik in der Zone Ivrea-Verbano"[1]). Der restliche Teil umfasst eingehende petrographische Beschreibungen und die Darlegung von Untersuchungen an Reaktionsgefügen (Fleckenantiperthiten, Symplektiten und Kelyphiten).

Der Vorschlag, den interessanten Zonenabschnitt Valle d'Ossola–Val Grande zu untersuchen, stammt von Herrn Prof. Dr. E. Wenk. Ihm und Herrn Prof. Dr. P. Bearth spreche ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aus für die Vermittlung des beruflichen Rüstzeuges sowie für das stete Interesse an meiner Arbeit. Durch ihre wertvollen Hinweise wurde diese wesentlich gefördert. Weiter möchte ich auch Herrn Prof. Dr. H. Schwander für verschiedene Untersuchungen mit der Elektronen-

[1]) Siehe auch die zusammenfassenden Darlegungen von R. Schmid (1966b) über den strukturellen Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande.

Mikrosonde herzlich danken, welche die genetische Deutung dreier Arten von Implikationsstrukturen ermöglichten. Dem geochemischen Labor verdanke ich auch drei Gesteinsanalysen aus dem untersuchten Gebiet.

Zur Diskussion struktureller Fragen habe ich mich mehrmals an Herrn Dr. V. Trommsdorff gewandt und dabei auch zahlreiche Auskünfte erlangt, wofür ich sehr dankbar bin. Frau Prof. Dr. G. Peyronel-Pagliani von Mailand verdanke ich ebenfalls eine interessante fachliche Unterhaltung anlässlich einer gemeinsamen Exkursion am Rand meines Dissertationsgebietes.

Zu grossem Dank verpflichtet bin ich auch den Herren E. Glauser und H. Hänni für die Herstellung der Dünnschliffe und zahlreiche technische Hilfeleistungen, Herrn E. Wagner vom Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel für Ratschläge bei den photographischen Aufnahmen, Herrn Dr. H. R. Wenk für eine Guinier-Aufnahme in Zürich, Frau Dr. E. Riederer und Fräulein L. Marti für die Reinschrift und Herrn Dr. A. Spicher für seine Bemühungen bei der Drucklegung der Dissertation. Dem Personal des Rechenzentrums Basel danke ich für sein freundliches Entgegenkommen beim programmierten Rechnen.

Bei der Übersetzung der Zusammenfassung ins Italienische und Englische waren mir in verdankenswerter Weise Herr F. Bianconi, Frl. Dr. I. Poscio und Herr A. Simonetti bzw. Frl. L. Aegerter, Frl. Dr. M. Corlett und Herr Dr. V. Köppel behilflich.

Von unschätzbarem Wert war die Gastfreundschaft der Familie Primatesta auf den Alpen La Serena, La Stavelli und La Piana sowie der Familie Poscio in Villadossola. Insbesondere möchte ich aber Fräulein T. Rondolini für ihre herzliche Fürsorge während der ganzen Feldperiode an meinem festen Aufenthaltsort Villadossola danken.

Die Drucklegung der Dissertation wurde in verdankenswerter Weise durch die finanzielle Beihilfe folgender Fonds und Institutionen ermöglicht: Dissertationen-Fonds der Universität Basel, Schweiz. Miner. Petrogr. Ges., Basler Studienstiftung und Werenfels-Fonds, Basel.

Mein grösster Dank gebührt zum Schluss meinen Eltern, die mir geduldig das langjährige Studium ermöglicht haben.

WICHTIGSTE ABKÜRZUNGEN

A.	= Alpe	P-...	= Pyroxen-...
H-...	= Hornblende-...	R.	= Riale (= kleiner Bach)

Einleitung

I. ALLGEMEINE ÜBERSICHT UND PROBLEMSTELLUNG

Das Seegebirge[2]) stellt als Kristallinsockel im westlichsten Teil der Südalpen das autochthone bis parautochthone Rückland der alpinen Zentralzone dar. Es grenzt im N an die Insubrische Linie und wird im S von mehr oder weniger stark verfalteten, im Mittel aber flach liegenden Sedimenten oberkarbonischen bis pliozänen Alters diskordant überlagert. Der westlichste Abschnitt des Seegebirges kann traditionsgemäss in zwei Zonen gegliedert werden, in die Zone Ivrea-Verbano (im folgenden oft kurz Ivrea-Zone genannt) und in die „formazione dei laghi".

Die Ivrea-Zone oder „zona bzw. formazione diorito-kinzigitica", wie sie von S. Franchi (1905) bzw. von V. Novarese (1906) bezeichnet wurde, hat mit ihrer mannigfaltigen Gesteinsassoziation schon seit langem zahlreiche Forscher angelockt. Leider kam es nur selten zu systematischen, koordinierten Untersuchungen. Anfangs dieses Jahrhunderts entstanden die geologischen Blätter des R. Ufficio geologico d'Italia im Massstab 1 : 100000, deren Aufnahme, was die Ivrea-Zone anbelangt, allein S. Franchi und V. Novarese besorgten. Diese Kartenblätter müssen noch heute als Arbeitsgrundlage dienen. Es existieren bis jetzt nur zwei Kartierungen über einen grösseren Flächenbezirk, die sich im Massstab unter 1 : 50000 halten, diejenigen von P. Walter (1950) vom NE-Ende der Zone und von P. Vogt (1962) des Peridotitstockes von Finero. Profile fehlen weitgehend und strukturelle Untersuchungen wurden bisher nicht durchgeführt.

Die „formazione diorito-kinzigitica" wird zur Hauptsache aus steilstehenden, gebänderten, kata- bis mesometamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen sowie aus kinzigitähnlichen Quarz-Feldspatfelsen und Gneissen aufgebaut, die wechselnde Mengen von Granat, Biotit, Sillimanit und Graphit enthalten. Jene Glieder dieser Felse und Gneisse, in denen der Granat stark über den Biotit dominiert, wurden von E. Artini und G. Melzi (1900) Stronalithe genannt. Die andern, in denen Biotit vorherrscht, werden in der vorliegenden Arbeit als Kinzigit-

[2]) „Seegebirge": Benennung nach B. Studer (1851, S. 106). Studer versteht darunter die Gesamtheit der kristallinen Gesteine, die von Biella bis zur Val Camonica am Aufbau der südlichen Randzone der Alpen beteiligt sind. Die N-Grenze dieses Gesteinskomplexes stimmt, wie den Angaben Studers entnommen werden kann, stark angenähert mit dem Verlauf der erst später auskartierten Insubrischen Linie überein.

gneisse bezeichnet (Begründung im petrographischen Teil unter I A; siehe auch Definition des Kinzigits von H. Rosenbusch, 1910, S. 609).

Die basischen und ultrabasischen Glieder besetzen die nordwestlichen zwei Drittel der Zone und bilden einen „basischen Hauptgesteinszug", der nur wenige, geringmächtige Einschaltungen von Stronalithen (im NW) und Kinzigitgneissen (im SE) enthält. Umgekehrt finden sich im SE-Drittel neben den Kinzigitgneissen nur noch selten basische Lagen. Längs der Linie Varallo Candoglia Ascona enthalten die Biotitgneisse zahlreiche Marmorlinsen. Sie werden hier auch auffallend häufig von Pegmatiten durchschlagen.

SE dieser Linie grenzt die Zone Ivrea-Verbano entlang einer weder tektonisch[3]) noch petrographisch klar und scharf definierbaren Grenze an die „formazione dei laghi", die zur Hauptsache aus Biotitgneissen besteht, welche stellenweise Muskowit und nur noch sporadisch Tonerdesilikate (Granat, feinfaserigen Sillimanit, Andalusit, Disthen und Staurolith) enthalten. Dieser meso- bis epimetamorphe Bereich des Seegebirges ist erst im schweizerischen Abschnitt genauer untersucht worden (siehe M. Reinhard, 1964).

Zwischen Val Grande und Valle Mastallone (siehe Fig. 1) wird der basische Hauptzug zum Teil durch Stronalithe und Granat-Biotitgneisse ersetzt. Im SW (Valle Mastallone) überlagern diese den planar und axial NE-fallenden Rand des basischen Hauptgesteinszuges, wodurch hier eine einfache petrographische Grenzlinie entsteht. Demgegenüber verfingern sie sich im Bereich der Valle d'Ossola unter komplizierten Verbandsverhältnissen mit den basischen Gliedern des Hauptzuges. Hier nahm J. Schilling (1957) das Talprofil des Toce auf. Auf diese Untersuchung hin erschien es vielversprechend, die Verfingerung über einen grösseren Bereich zu studieren. Insbesondere bestand dabei die Hoffnung, der Beantwortung folgender strittiger, allgemeiner Fragen näherzukommen:

1. Für welche der basischen Glieder kann magmatische Herkunft nachgewiesen werden? Zu welchem Zeitpunkt intrudierten sie?

2. Ist die Ersetzung des basischen Hauptzuges durch Stronalithe und Kinzigitgneisse

a) auf einen Bruch längs des Tosatales mit abgesenktem Westflügel zurückzuführen, wodurch die Stronalith- und Kinzigitgneiss-Über-

[3]) Die von G. Peyronel Pagliani und A. Boriani (1962) beschriebene Mylonit-Zone an der Grenze zwischen der Zone Ivrea-Verbano und der „formazione dei laghi" in der untern Valle d'Ossola ist ziemlich sicher nur lokaler Natur.

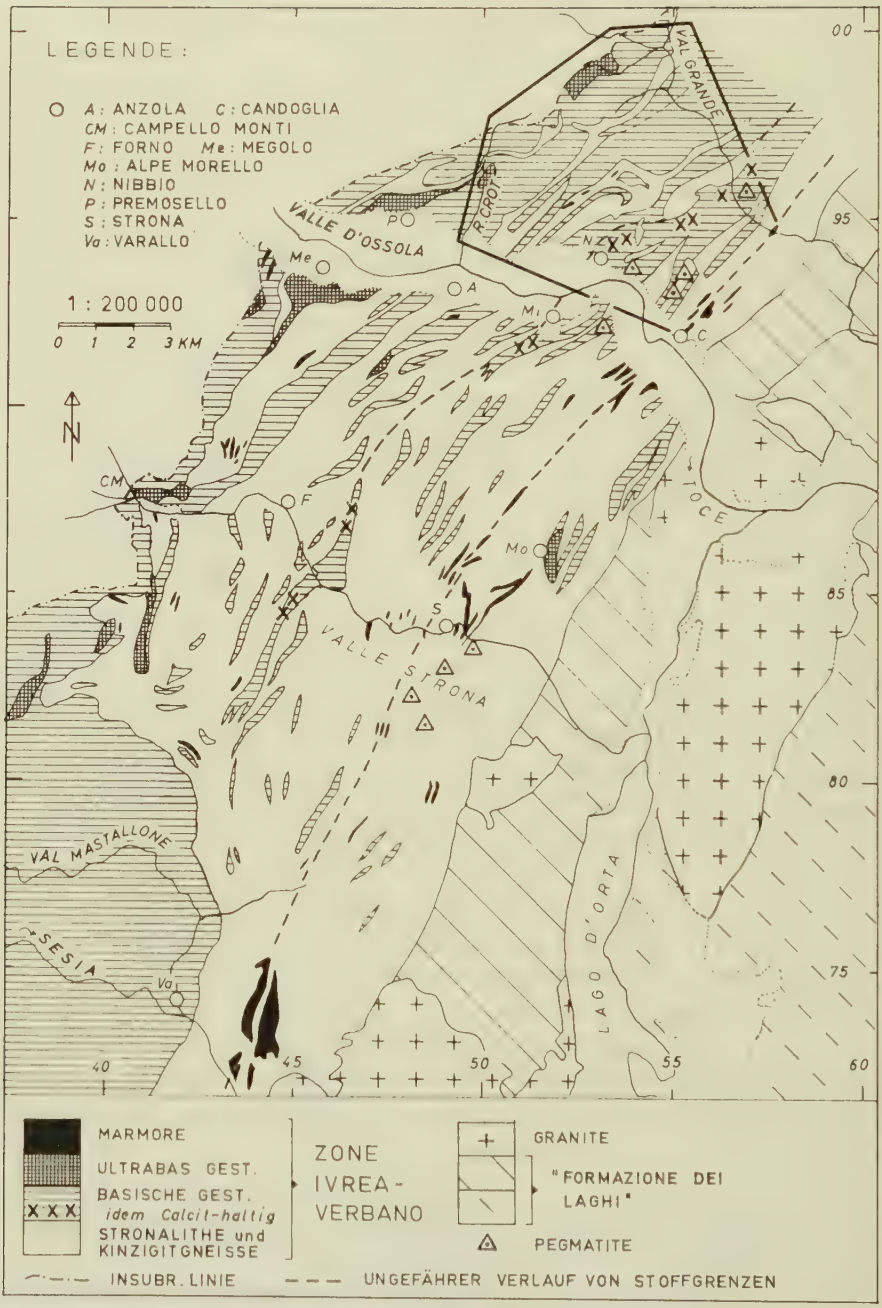


Fig. 1. *Geologische Übersichtskarte* der Zone Ivrea-Verbano und der anschliessenden „formazione dei laghi" zwischen Valle d'Ossola und Val Sesia (nach der „carta geologica d'Italia" 1 : 100000). Das untersuchte Gebiet ist umrandet.

lagerung des basischen Hauptzuges im Bereich dieses Westflügels vor vollständiger Abtragung geschützt wurde? (Nach SCHILLING.)

b) auf die prämetamorphe Existenz zweier verschiedener, sich lateral verfingernder, sedimentärer Faziesbereiche? [Falls für einen Grossteil der basischen Metamorphite ein sedimentärer Ursprung ins Auge gefasst wird, wie es z. B. durch H. HUTTENLOCHER, 1942 und 1955 (in E. JÄGER und H. HUTTENLOCHER, 1955) geschieht.]

3. Existiert ein Kontakthof um den basischen Hauptgesteinszug, bestehend aus Stronalithen und Granat-Biotitgneissen, so wie es SCHILLING behauptet?

Sind tatsächlich die basischen und ultrabasischen Eruptiva für die starke Steigerung der Metamorphosebedingungen in der „formazione diorito-kinzigitica" verantwortlich?

Der Beantwortung der ersten Frage stellen sich insofern Schwierigkeiten entgegen, als alle Basite des untersuchten Abschnittes und der Nachbargebiete — mit Ausnahme der basischen Ganggesteine und, nach SCHILLING, einzelner spätkinematischer Intrusionen, z. B. des „Gabbrodiorits von Pra del Fico" — nur Merkmale metamorpher Prägung aufweisen und Diskordanzen fehlen. Die meisten Autoren nehmen an, dass der weitaus überwiegende Teil der Basite und Ultrabasite der Ivrea-Zone magmatischen Ursprungs sei.

Der Befund, dass die basischen Gesteine des untersuchten Gebietes in metamorphem Zustand vorliegen, wird nach den Ergebnissen M. GORAIS (1951) durch eine Analyse der Zwillingsgesetz-Verteilung in den Plagioklasen dieser Gesteine bestätigt, die von SCHILLING durchgeführt wurde.

II. ZUR ALTERSFRAGE

Die bisherigen vier absoluten Altersbestimmungen an Biotit und Kalifeldspat der subalpinen Granite von Baveno und Mont'Orfano liegen im Intervall von 270 ± 10 m. a. (siehe E. JÄGER, 1960 und 1961). Dieses Alter entspricht der Zeitgrenze Karbon/Perm. Da die Granite diskordant, scharf umrissen und mit einem Kontakthof in den Gneissen der „formazione dei laghi" stecken, müssen diese syn- oder präoberkarbonisch metamorphosiert worden sein, eine Altersbeziehung, die sich auch aus der Auflagerung von unmetamorphem, datiertem Oberkarbon auf dem kristallinen Grundgebirge am S-Rand des Seegebirges ergibt. Da die Granite, z. B. bei Mosso (zwischen Biella und Borgosesia), in diskordanter

Lagerung auch auf das Gebiet der „formazione diorito-kinzigitica" übergreifen, und da der Granit von Pedemonte Xenolithe aus gabbroidem Material führt (Schilling), müssen diese Paragneisse und Basite ebenfalls als präpermisch angesehen werden.

Diesen hohen Altern stehen zwei Bestimmungen am Phlogopit des Peridotits von Finero (K/Ar, D. Krummenacher et al., 1960) und an Biotit aus dem Amphibolit von Nibbio (Rb/Sr, E. Jäger, 1962) gegenüber, die nur 246 ± 4 bzw. 172 ± 13 m. a. ergeben haben. Weiterhin ergab eine Rb/Sr-Bestimmung am Phlogopit des Peridotits von Finero durch E. Jäger (1962) 160 ± 100 m. a. Vor der Beurteilung dieser Alter und ihrer Berücksichtigung in Hypothesen über die Entwicklung der Zone Ivrea-Verbano erscheint es ratsam, weitere absolute Altersdatierungen aus diesem Raum abzuwarten.

Über den Zeitpunkt der Magmenförderung herrschen in der bisherigen Literatur gegensätzliche Auffassungen. So vermutet Walter, dass die basischen und ultrabasischen Intrusionen der Ivrea-Zone früh- bis synorogen bezüglich der alpinen Gebirgsbildung stattgefunden haben und in Beziehung mit der Ophiolithbildung im alpinen Orogen stehen. Seiner Meinung nach sind die südlicheren, saureren Varietäten früher eingedrungen als die basischeren, nördlicher lokalisierten Typen. Die „Hornblendite" und „Peridotite" erscheinen ihm als die jüngsten Glieder der Intrusionsfolge. Schilling dagegen stellt sämtliche Intrusionen in den hercynischen Zyklus. Nach ihm drangen die Magmen, die zur Bildung der Ultrabasite, „Gabbronorite" und „Olivingabbros" von Premosello und Megolo führten, vor den Schmelzflüssen ein, die in einzelnen Schüben sukzessive den basischen Hauptzug aufbauten („Pyroxen-Hornblende-Gabbro von Anzola", „Hornblende-Gabbrodiorit von Pra del Fico", Amphibolite von Nibbio und Albo). In denselben Intrusionszyklus stellt er auch die basischen Gänge, die Granite und die Pegmatite.

Zur weiteren Übersicht über die Literatur der Ivrea-Zone verweise ich auf die Literatur-Rückblicke in den Arbeiten von Schilling und Walter.

Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

I. UMGRENZUNG UND OROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE

Das untersuchte Gebiet wird im NW durch die Insubrische Linie, im W durch die Valle d'Ossola und einen Seitenbach des Toce, den R. Crot,

im E durch die Val Grande und gegen SE zu durch den Marmorzug Candoglia-Ascona begrenzt (siehe Fig. 1).

Ein NW-SE-verlaufender Gebirgskamm, im folgenden Hauptgrat genannt, unterteilt das Arbeitsgebiet in zwei Geländeabschnitte, die Einzugsgebiete des Toce und des Rio Val Grande. Die höchsten Erhebungen des Hauptgrates sind (vgl. dazu Tafel X) Moncucco (1972 m), Pzo. Proman (2098 m), Pzo. del Lesino (1990 m), La Teisa (1688 m) und Corte Lorenzo (1574 m). Er verlässt die Kartierungsgrenze im NW bei A. della Colma, im SE zwischen A. Bue und Candoglia. Beidseits des Grates fallen die Gebirgsflanken ziemlich steil, mit einem durchschnittlichen Gefälle von 40 –45 %, auf die Talsohlen der Valle d'Ossola (220 –200 m) und der Val Grande (840—470 m) ab.

Die Aufschlussverhältnisse sind ideal. Auf der petrographischen Karte sind die grösseren der zusammenhängenden Quartärflecken ausgeschieden worden, mit Ausnahme derjenigen um A. Serena herum und solcher zwischen Candoglia und Corte Bue. Sie bedecken insgesamt nicht mehr als einige Prozente der Gebietsoberfläche.

Ein prachtvolles, lückenloses Querprofil durch die Zone liefert der schluchtartig eingeschnittene Bachlauf des Rio Val Grande. Das Bachbett und parallel dazu verlaufende Pfadfragmente stellen die gangbarste Querverbindung auf der nordöstlichen Gebietshälfte dar. Leider ist diese bis heute nur über längere Anmarschwege erreichbar.

II. TEKTONISCHE ÜBERSICHT

(Vergleiche dazu das schematische Sammelprofil auf der Tafel II)

Schematisch kann das untersuchte Gebiet in folgende vier Struktureinheiten unterteilt werden: In

— eine südöstliche Einheit, welche ausschliesslich aus steilfallenden Serien besteht,
— eine südliche Gewölbepartie,
— eine nördliche Gewölbepartie und
— einen Trennbezirk, bestehend aus einem gegen SW und die Tiefe zu ausdünnenden P-H-Granofelszug (im folgenden Granofels-Hauptzug genannt), welcher die beiden Gewölbe keilartig voneinander trennt.

Beim nördlichen Gewölbe handelt es sich um eine flachaxiale, schwach SE-vergente Antiform, deren südöstliche Fortsetzung im Tosatal bereits von Schilling (op. cit., S. 528) erstmals erwähnt wurde. Demgegenüber blieb das südliche Gewölbe bis heute unentdeckt. Es weist ein NE-gerichtetes Axialgefälle auf.

III. PETROGRAPHISCHER AUFBAU

A. Zur petrographischen Klassifikation

1. Allgemeine Übersicht

Für die ± granat-, biotit-, sillimanit- und graphithaltigen Quarzfeldspatfelse und -gneisse des untersuchten Abschnitts sind in der vorliegenden Arbeit die Namen „Stronalith" (E. Artini und G. Melzi, 1900) und „Kinzigitgneiss" (nach H. Fischer, 1861, bzw. H. Rosenbusch, 1910, S. 609), für die basischen Gesteine die Ausdrücke Amphibolit, P-H- und H-[4]) „Granofels" (nach R. Goldsmith, 1959) sowie „Pyriklasit" (A. Berthelsen, 1960) und für die Ultrabasite (mit einem modalen Anteil der hellen Gemengteile von max. 10%) sowie für untergeordnet wichtige massige Gesteine der Begriff „Fels" verwendet worden. Den Ausdrücken „Pyriklasit" und P-H- bzw. H-„Granofels" sind die Buchstaben A und B beigefügt worden, wenn aus der optischen Bestimmung der Plagioklase der betreffenden Gesteinstypen hervorging (siehe Fig. 2, S. 964), dass der An-Gehalt dieses Minerals ausnahmslos über (A) oder unter (B) dem Grenzwert 59—60% An liegt. Da die Zahl der daraufhin untersuchten Proben für jeden Gesteinstyp stets ziemlich eng beschränkt ist, handelt es sich hier um eine Angabe, die sich bei späteren Untersuchungen dieser Gesteinstypen nicht ebenfalls als ausnahmslos gültig zu erweisen braucht[5]).

2. Begründung zur Wahl der Bezeichnungen „Granofels" und „Pyriklasit" für die basischen Katametamorphite

a) Grundlagen

Die basischen und ultrabasischen Katametamorphite der Zone Ivrea-Verbano wurden bisher mehrheitlich mit reinen Eruptivgesteinsnamen angesprochen, entweder infolge unsicherer oder unrichtiger Beurteilung ihres metamorphen Charakters oder aber aus nomenklatorischer Bequemlichkeit.

Sucht man nach Metamorphit-Bezeichnungen, die auf sie passen könnten, so stösst man tatsächlich auf grosse Schwierigkeiten; denn es macht sich ein Mangel an bequem anzuwendenden Ausdrücken bemerkbar, die gleichzeitig der Mineralparagenese, der Textur und dem Korngefüge dieser Gesteine gerecht werden. Offenbar gilt diese Feststellung nicht nur für die Verhältnisse in der Ivrea-Zone.

[4]) Siehe Abkürzungen auf S. 949.

[5]) Diese Bemerkung gilt insbesondere für die auf S. 1013 definierten „feinkörnigen Pyriklasite A", deren Plagioklase wahrscheinlich teilweise auch weniger als 60% An enthalten dürften.

sondern auch für diejenigen in zahlreichen andern regionalmetamorphen Gesteinskomplexen, die einen Gesteinsanteil in Granulitfazies enthalten. Die Glieder des granulitischen Anteils zeigen meist nicht mehr die deutlich texturgebundene Spaltbarkeit der Schiefer und Gneisse, und typische Amphibolite, die sich durch eine deutliche Fasertextur auszeichnen, fehlen.

Bei der Bezeichnung der massigen Katametamorphite der nordöstlichen Ivrea-Zone ist man praktisch ganz auf die Bezeichnungen „Granulit" und „Fels" angewiesen[6]). Eruptivgesteinsnamen mit dem Vorwort „Meta-" sind nicht am Platz, weil für den eruptiven Ursprung dieser Gesteine keine direkten, sondern höchstens nur indirekte Hinweise vorhanden sind. Es wird sich im folgenden Kapitel ergeben, dass es auch nicht empfehlenswert ist, die Ausdrücke „Granulit" oder „Fels" in Anwendung zu bringen.

b) Zur Anwendung der Begriffe „Fels" und „Granulit"

Es zeigt sich, dass die Verwendung der Ausdrücke „Granulit" und „Fels" verschiedene Probleme mit sich bringt.

I. Zum Wort „Fels"

E. Wenk (1963) definiert Schiefer und Gneisse als Gesteine, die mit dem Hammerschlag parallel s in mm- bis 1 cm dicke bzw. cm- bis dm-dicke Scheiben, Platten und Quader oder in dünne Stengel bzw. zylindrische Körper parallel B spalten. Dementsprechend können „Felse" als massig erscheinende metamorphe oder metasomatische Gesteine definiert werden, die höchstens noch im dm- bis m-Bereich eine texturgebundene Spaltbarkeit zeigen, falls eine Paralleltextur überhaupt in Erscheinung tritt. In diesem Sinn handelt es sich sowohl bei den basischen als auch bei den ultrabasischen Katametamorphiten der Ivrea-Zone um Felse. Leider ist aber eine Nomenklatur auf der Basis des Wortes „Fels" sehr umständlich und einförmig, da die Modalzusammensetzung der Felse in keiner Weise festgelegt ist. So muss z. B. der Plagioklas bei der Aufzählung der Gemengteile stets mitberücksichtigt werden. Deshalb werden in dieser Arbeit nur die Ultrabasite und einzelne untergeordnet wichtige Gesteinstypen, die einen massigen Aspekt aufweisen, als „Felse" bezeichnet.

II. Zum Begriff „Granulit"

Da es für diesen Begriff ganz verschiedenartige Definitionen gibt, z. B. eine englische[7]), eine deutsche[8]) und eine französischene[9]) Version, ist man von vornherein gern geneigt, ihn als überdefiniert zu verwerfen. Eine nähere Überprüfung der basischen Metamorphite im Abschnitt Valle d'Ossola/Val Grande, für welche die Bezeichnung „Granulit" in Frage käme, ergibt, dass hier sowohl die englische als auch die deutsche Definition zur Anwendung gebracht werden könnte. Da aber die Stronalithe aus texturellen Gründen nicht als „helle Granulite" im Sinne

[6]) Wieweit diese Feststellung auch auf die SW-Hälfte der Zone zutrifft, kann mangels entsprechender Unterlagen noch nicht entschieden werden.

[7]) A. Holmes (1920).

[8]) A. Michel-Lévy (1889); J. Jung und R. Brousse (1959).

[9]) K. H. Scheumann (1961).

K. H. Scheumanns (1961) bezeichnet werden dürfen (siehe S. 979), scheint es auch nicht angebracht, die feinkörnigen Pyroxen-Plagioklasfelse, mit welchen jene wechsellagern, als „Pyroxengranulite" zu bezeichnen. Es bleibt somit nur die englische Definition übrig. Diese genügt aber nur einzelnen wenigen basischen Varietäten des Abschnittes Valle d'Ossola/Val Grande der Ivrea-Zone, so dass mit der Einführung des Begriffs Granulit das nomenklatorische Problem hier nicht endgültig gelöst werden kann, es sei denn, man würde den Begriff beträchtlich erweitern, wie es Eskola (1952 auf S. 142) vorschlägt: "All the rocks in granulite facies are granulites." Diese Definition ist jedoch bereits mehrfach kritisiert worden und kann schon wegen der genetischen Interpretation, die sie enthält, nicht angenommen werden.

Aus all diesen Gründen sollte tatsächlich auf die Verwendung des Wortes „Granulit" in der Ivrea-Zone verzichtet werden. Damit bleibt keine andere Alternative, als nach neueren Vorschlägen Ausschau zu halten, die auf dem Gebiet der Nomenklatur massiger Metamorphite gemacht wurden.

c) Diskussion neuerer Vorschläge zur Nomenklatur massiger Metamorphite

1. Granofels (R. Goldsmith, 1959)

R. Goldsmith prägte 1959 die Feldbezeichnung „Granofels" für ± gebänderte, granoblastische bis porphyroblastische, mittel- bis grobkörnige Metamorphite beliebiger Modalzusammensetzung, die keine oder nur eine schwach ausgeprägte Schieferung oder Lineation aufweisen. Die weitgehend richtungslos-körnige Textur der Granofelse wird durch das Vorherrschen nahezu äquidimensionaler Minerale und durch das Fehlen einer bevorzugten Regelung lamellarer oder prismatischer Minerale hervorgerufen. Mit dem Wort „Granofels" wird also in erster Linie eine texturelle Aussage gemacht. Diese trifft im Abschnitt Valle d'Ossola Val Grande der Ivrea-Zone auf die Ultrabasite sowie auf die P-H- und H-Basite vom Texturtyp des „Gabbro Anzola" (H. Huttenlocher, 1942) zu, welche im granulitischen Faziesbezirk (siehe S. 968ff.) auftreten und eine P-H- bzw. H-gabbroide bis -gabbrodioritische Mineralzusammensetzung aufweisen. Es wird deshalb vorgeschlagen, diese Basite als „P-H-" bzw. „H-Granofelse" zu bezeichnen. Entgegen der Definition von Goldsmith wird dabei vorausgesetzt, dass der Mineralbestand nicht in allen Teilen beliebig ist, sondern dass der Plagioklas darin stets als Hauptgemengteil figuriert. Für die basischen und ultrabasischen Katametamorphite mit weniger als modal 10% Plagioklas soll dagegen der Ausdruck „Fels" verwendet werden, der im deutschen Sprachgebrauch den Begriff „Granofels" zu ersetzen vermag. Es muss hiezu allerdings gesagt werden, dass „Fels" nicht äquivalent zu „Granofels" ist, da in Granofelsen ausgeprägte Lineartexturen fehlen müssen und langstengelige Minerale nur in untergeordneten Mengen auftreten dürfen. Das Wort „Fels" steht als Überbegriff über der Bezeichnung „Granofels".

Leider fehlt ein ergänzender Ausdruck zu „Granofels", mit welchem Metamorphite angesprochen werden könnten, die zwar ebenfalls massig wirken und nicht texturgebunden spalten, im Gegensatz zu den Granofelsen aber deutliche Linear- und Planartexturen (z. B. Flasertexturen) aufweisen, die durch blastoklastische Verschieferung entstanden sind. Analog zur Bezeichnung „Granofels"

könnte man für sie den Namen „Granogneiss" prägen. P-„Granogneisse" granatnoritischer und -gabbronoritischer Modalzusammensetzung nehmen zusammen mit feinkörnigen P-„Granofelsen" (vom gleichen Modus) im pyroxengranulitischen Faziesbezirk des untersuchten Abschnitts einen grossen Raum ein. Im folgenden Kapitel wird gezeigt, dass diese beiden Ausdrücke in unserem Fall in idealer Art und Weise durch den Begriff „Pyriklasit" ersetzt werden können.

II. Pyriklasit, Pyribolit (A. Berthelsen, 1960)

Aus einem ganz ähnlichen Dilemma heraus, in welches der Autor bei der Namengebung der basischen Katametamorphite der Ivrea-Zone geriet, hat A. Berthelsen (1960) die Begriffe „Pyriklasit" und „Pyribolit"[10]) vorgeschlagen, worunter er ± granat- und klinopyroxenhaltige Orthopyroxen-Plagioklas- bzw. Orthopyroxen-Amphibol-Plagioklas-Metamorphite (in Granulitfazies) versteht. Im Gegensatz zum Wort „Granofels" ist nach Berthelsen in den Ausdrücken „Pyribolit" und „Pyriklasit" keine Vorausbestimmung des texturellen Charakters enthalten, was bei der zusammenfassenden Bezeichnung derartiger Gesteine, die — wie z. B. die vorhin erwähnten P-„Granogneisse" und P-„Granofelse" des Abschnittes Valle d'Ossola/Val Grande — bei ähnlicher Modalzusammensetzung stark wechselnde texturelle Merkmale aufweisen, von grossem Vorteil ist. Deshalb werden in dieser Arbeit die P-„Granogneisse" und „-felse" als Pyriklasite bezeichnet, wobei zur näheren Charakterisierung und Differenzierung der einzelnen Glieder die texturellen Merkmale (z. B. flaserige Pyriklasite), die Korngrösse (fein-, mittel-, grobkörnige Pyriklasite) oder aber der An-Gehalt der Plagioklase mit Hilfe der nachgestellten Buchstaben A und B (siehe S. 956) angegeben werden.

Die beiden Begriffe „Pyribolit" und „Pyriklasit" sind von H. Scharbert (1963) zusammen mit dem Wort „Granofels" in seinen umfassenden, aber gerade den Verhältnissen in der Ivrea-Zone nicht Genüge leistenden Vorschlag für die Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies eingebaut worden. Scharbert wendet den Ausdruck „Granofels" nur auf die ultrabasischen Metamorphite an.

Bei Übernahme der von Berthelsen vorgeschlagenen Ausdrücke „Pyribolit" und „Pyriklasit" in ein Nomenklaturschema für die basischen Metamorphite in Granulitfazies entstehen leider ebenso wie bei dem Vorschlag von Goldsmith Lücken:

a) Das Klassifikationsschema von Berthelsen sieht nur die drei Namen „Amphibolit", „Pyriklasit" und „Pyribolit" vor, wobei basische Metamorphite mit Modalquotienten p = Pyroxen / (Pyroxen + Amphibol) zwischen 0 und 0,5 zu den Amphiboliten bezw. Pyroxen-Amphiboliten und solche mit p zwischen 0,5 und 1,0 zu Hornblende-Pyriklasiten bzw. Pyriklasiten zu zählen sind. Das Feld der Pyribolite mit p = 0,33—0,67 überlappt dasjenige der Pyroxen-Amphibolite und der Hornblende-Pyriklasite. Es ist nun aber so, dass im Bereich der Granulitfazies des Abschnittes Valle d'Ossola/Val Grande reine Amphibol-Plagioklasfelse auftreten können, deren Gefüge derart regellos wirken, dass man nicht geneigt ist, sie als Amphibolite zu bezeichnen. (Entsprechend der Bezeichnung Pyriklasit für

[10]) „Pyribol": Nach A. Johannsen (1931) die Sammelbezeichnung für Pyroxene und Amphibole. — Das Wort „Pyriklasit" ist aus den Worten „Pyroxen" und „Plagioklas" zusammengesetzt.

Pyroxen-Plagioklasfelse könnte für sie z. B. die Bezeichnung „Amphiklasit" gewählt werden.)

b) Berthelsen macht auf S. 21 seiner Arbeit die Verwendung der Begriffe „Pyribolit" und „Pyriklasit" vom Vorhandensein des Orthopyroxens abhängig:

> "It should be remembered, that the presence of orthopyroxene is essential for the use of the terms pyribolite and pyriclasite. This requisite is deemed necessary if conflicts with the facies classification should not arise."

Im pyroxengranulitischen Faziesbezirk des Abschnitts Valle d'Ossola Val Grande treten aber neben den orthopyroxenhaltigen Metamorphiten auch reine Klinopyroxen-Plagioklasfelse auf, von denen nicht behauptet werden kann, dass sie faziesfremd im Sinn von F. Turner (1948) seien. Für sie würde also ein entsprechender Ausdruck, wie er für die Orthopyroxen-Klinopyroxen-Plagioklasfelse vorgesehen ist, fehlen. Das Kriterium Orthopyroxen zur Entscheidung der Frage, ob der Begriff Pyriklasit (und Pyribolit) angewandt werden dürfe oder nicht, ist demnach besser fallen zu lassen, um so mehr, als Orthopyroxen im Feld oft nicht leicht neben Klinopyroxen erkannt wird, besonders wenn er in geringer Menge auftritt.

c) Unbequem liegen für den Fall des Abschnittes Valle d'Ossola Val Grande auch die von Berthelsen festgelegten Grenzwerte von p zur Unterteilung der Metamorphite in Amphibolite (bzw. „Amphiklasite"), Pyribolite und Pyriklasite. Die „Pyribolite" bilden nämlich im Untersuchungsgebiet eine geschlossene Familie von Gliedern, deren p-Werte von 0,5 bis etwa 0,05 variieren, ohne dass sich der äussere Aspekt dieser massiven Gesteine wesentlich ändert.

Wie aus diesen drei Punkten hervorgeht, müsste das von Berthelsen vorgeschlagene Nomenklaturschema für die Anwendung auf die basischen Katametamorphite der Ivrea-Zone in wesentlichen Teilen abgeändert werden. Es wurde aus diesem Grund nicht das ganze Schema, sondern nur der weitgehend unveränderte Begriff „Pyriklasit" übernommen, der mit dem Ausdruck „Granofels" zusammen endlich den Bedarf an Bezeichnungen für diese Gesteine zu decken vermag.

d) Definition des Begriffs „Pyriklasit" unter Berücksichtigung der lithologischen Verhältnisse im untersuchten Abschnitt.

Es wird hier vorgeschlagen, die Pyriklasite als massige, ± stoffgebänderte, hochgradig regionalmetamorphe Pyroxen-Plagioklasfelse ± Granat und Hornblende zu bezeichnen, in denen der Modalquotient p = Pyroxen (Pyroxen + Amphibol) von 0,5 bis 1,0 variiert. Tritt noch Olivin oder Biotit in den Mineralbestand ein, so sollte dies speziell vermerkt werden (z. B. Olivin-Pyriklasit).

Die Pyriklasite können nebst der Bändertextur eine Schiefertextur (z. B. eine Flasertextur) sowie eine Lineation (linsenförmige Hornblenden) aufweisen, ohne dass diese aber eine im mm- bis dm-Bereich in Erscheinung tretende texturgebundene Spaltbarkeit bewirken dürfen.

Die Grenze zwischen Pyriklasiten und ± hornblendehaltigen Pyroxenfelsen wird hier willkürlich bei modal 10% Plagioklas gesetzt. Das Wort „Ultrapyriklasit" von Berthelsen für die ± hornblendehaltigen Pyroxenfelse wird als nicht sinnvoll angesehen und deshalb verworfen.

B. Kurze Beschreibung der ausgeschiedenen Gesteinstypen

Im folgenden werden die wichtigsten, insbesondere die in der petrographischen Kartenlegende ausgeschiedenen Gesteinstypen kurz charakterisiert. Nach ihrem Mineralbestand oder auf Grund ihrer texturellen Merkmale lassen sich folgende im Feld voneinander unterscheidbare Gesteinsklassen, -gruppen und -untergruppen ausscheiden[11]):

I. *Stronalithe* (im Sinn von E. Artini und G. Melzi, op. cit.) und *Kinzigitgneisse.*

Diese beiden Gesteinsgruppen enthalten stets Granat oder/und Biotit sowie wechselnde Mengen von Sillimanit, Plagioklas (oft flecken- oder spindelperthitisch), Kalifeldspat (oft film- oder spindelperthitisch, seltener fleckenperthitisch) und Quarz.

Akzessorien: Graphit, Erz (vorwiegend Ilmenit und Magnetkies, daneben Pyrit, weniger oft auch Hämatit), seltener Apatit, Zirkon und Turmalin. Rutil: hauptsächlich in den Stronalithen A und in den nordwestlichen Stronalithen B.

A. Quarzhaltige Stronalithe und Kinzigitgneisse

1. *Stronalithe A:* Biotitfreie bis biotitführende[12]), stets granathaltige Gesteine, in denen der Modalquotient g = Granat/(Granat + Biotit) zwischen 1,0 und 0,9 schwankt und der modale Anteil von Biotit normalerweise 2% nicht überschreitet.

   Unter den Kalifeldspäten herrscht Orthoklas vor. Mikroklin ist selten[13]).

   Die Stronalithe A sind im untersuchten Gebiet meist lagig und deutlich gebändert, selten fluidal verfaltet. Sie weisen blastoporphyroklastische bis blastomylonitische[14]) Korngefüge auf.

2. *Stronalithe B:* Biotit-Granatgneisse, in denen der Quotient g von 0,9 bis 0,5 variiert und der modale Biotitanteil im allgemeinen über 2% liegt.

   Kalifeldspäte: Orthoklas und Mikroklin.

   Die Stronalithe B sind meist gebändert, selten schlieren-, augen- oder adermigmatitisch (Bezeichnungen nach K. Mehnert, 1962). Sie weisen homöo- bis heteroblastische Korngefüge auf.

[11]) Alle numerisch-alphabetischen Bezeichnungen der Gesteinsklassen, -gruppen und -untergruppen im spätern Text beziehen sich auf die hier vorgenommene numerische und alphabetische Einteilung.

[12]) Die Bezeichnung „-führend" steht für Akzessorien, „-haltig" für Neben- und Hauptkomponenten.

[13]) Diese Aussage gründet sich auf eine Pulver-Röntgenaufnahme der Feldspatfraktion eines häufig auftretenden Stronalithtyps A, die ergab, dass hier nur monokline Kalifeldspäte auftreten. Es ist auch zu bemerken, dass eine Gitterung in den Kalifeldspäten der Stronalithe A nie festgestellt werden konnte, wohl aber in den Stronalithen B und in den Kinzigitgneissen.

[14]) Zur Definition dieser Korngefüge-Bezeichnungen siehe S. 1008.

3. *Kinzigitgneisse:* ±[15]) granathaltige Biotitgneisse bis -schiefergneisse (selten Biotitschiefer), in denen der Quotient g grösser als 0,5 wird.

Kalifeldspäte: Mikroklin und Orthoklas.

Die Kinzigitgneisse sind entweder gebändert (meist in undeutlicherer Form als die Stronalithe) oder über grössere Bereiche schlieren- bzw. augenmigmatitisch. Sie weisen homöo- bis heteroblastische Korngefüge auf.

B. Quarzfreie Stronalithe: mittel- bis grobkörnige, massige, seltener gneissige Granat-Feldspatfelse ± Biotit, Sillimanit und Graphit des granulitischen Faziesbezirks (infolge geringer Mächtigkeit auf der petrographischen Karte nicht registriert).

1. *Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelse ± Kalifeldspat.*
2. *Granat-Plagioklas-* und *Granat-Biotit-Plagioklasfelse.*

II. *Basische Gesteine*

A. Überwiegend granatfreie, hornblende- und ± klinopyroxen-orthopyroxenhaltige basische Gesteine. Sie sind, bis auf einen Teil der Amphibolite, quarzfrei und weisen homöogranoblastische bis nematoblastische Korngefüge auf.

Akzessorien: Erz, Apatit, Titanit (praktisch nur in Amphiboliten).

Zusätzliche Gemengteile in einigen Amphiboliten: Skapolith, Epidot, Calcit.

1. *P-H-Granofelse* (vom Typ des „Gabbro Anzola", siehe H. Huttenlocher, 1942): Massige, meist deutlich gebänderte, nie verfältelte, mittel- bis grobkörnige Metamorphite P-H-gabbroider oder -gabbrodioritischer Zusammensetzung mit im allgemeinen stark zurücktretender Lineartextur.

Der An-Gehalt[16]) ihrer Plagioklase schwankt zwischen 40 und 65% (P-H-Granofelse A: 60—65%, P-H-Granofelse B: 40—60%).

Die Hornblenden erscheinen rötlich-braun, braun, braunolivgrün oder gelbbraun gefärbt[17]). Sie sind nahezu isometrisch, seltener linsenförmig parallel zur Gefügeachse b.

2. *H-Granofelse B Val Piana–La Teisa* und vereinzelte geringmächtige Lagen von *H-Granofelsen A* im Granofels-Hauptzug: Neben geringfügigen texturellen und lithologisch-verbandsmässigen Merkmalen sind es der fehlende Pyroxen-Gehalt und das Auftreten einer pargasitischen Hornblende, welche die H-Granofelse von den P-H-Granofelsen unterscheiden.

[15]) Das Zeichen „ ± " schliesst in dieser Arbeit stets auch den Fall ein, dass die Gemengteile, auf die sich dieses Zeichen bezieht, überhaupt nicht auftreten.

[16]) Bei Angaben des An-Gehalts handelt es sich im folgenden stets um Mittelwerte, die aus mehreren Messungen pro Schliff ermittelt wurden.

[17]) Falls keine näheren Angaben gemacht werden, beziehen sich die Farbangaben für Minerale auf deren Farbe in einem Dünnschliff, der auf einer weissen Unterlage ruht.

3. *Amphibolite:* mittel- bis feinkörnige, gebänderte, öfters verfältelte basische Gesteine mit deutlich erkennbarer Lineartextur und nematoblastischen Korngefügen. Sie enthalten langstengelige, bräunlichgrüne bis grüne Hornblenden.

B. Hornblendearme (bis -freie), stets klinopyroxen- und ± orthopyroxen-granathaltige basische Gesteine. (Die pyroxenhaltigen Stronalithe enthalten neben Plagioklas auch Fleckenantiperthit, Orthoklas und Quarz.)

Akzessorien: Erz, Apatit, Rutil (in B 3 und B 4, vereinzelt auch in B 2); (in B 4 auch Graphit und Zirkon).

Die Gesteine sind stets deutlich gebändert und zum Teil ausgeprägt flaserig texturiert. Sie weisen blastoporphyroklastische bis blastomylonitische, seltener homöogranoblastische Korngefüge auf.

1. *Flaserige Pyriklasite B:* Gesteine gabbrodioritischer Modalzusammensetzung, bis auf wenige Ausnahmen grobflaserig und granatarm, im Gegensatz zu B 2 und B 3 nie orthopyroxenhaltig.
2. *Mittelkörnige* (bis grobkörnige) *Pyriklasite A:* Gesteine gabbronoritischer bis noritischer Modalzusammensetzung ± Granat, grösstenteils flaserig texturiert.
3. *Feinkörnige Pyriklasite A:* Gesteine pyroxengranulitischer Modalzusammensetzung, selten flaserig.
4. *Pyroxenhaltige Stronalithe:* Gesteine orthoklaspyroxengranulitischer Modalzusammensetzung.

III. *Ultrabasische Gesteine*

Quarz- und kalifeldspatfreie Gesteine mit weniger als modal 10% Plagioklas. Korngefüge: vorwiegend homöogranoblastisch.

A. Hornblende- und Klinopyroxenfelse: im allgemeinen hornblende- und klinopyroxenhaltig, stets orthopyroxenfrei, mit oder ohne Granat. Darin eingeschlossen (in der petrographischen Karte nicht speziell ausgeschieden): ± klinopyroxenhaltige Erz-Bronzit-Granatfelse, ± biotit-, graphit- und plagioklasführend.

B. Olivinfelse.

C. Bronzitfelse.

D. Granat-Biotitfelse.

IV. *Marmore und Kalksilikatfelse*

V. *Basische Ganggesteine*

Modalbestand: Hornblende, Plagioklas (saurer Andesin bis Bytownit), ± Biotit, Quarz, Apatit, Titanit und Erz; ausnahmsweise auch reliktischer Orthopyroxen.

VI. *Pegmatite* (Feldspat- und Quarz-Feldspat-Pegmatite)

VII. *Albit-Dolomit-Quarz-Ganggesteine und -Zerrkluftfüllungen*

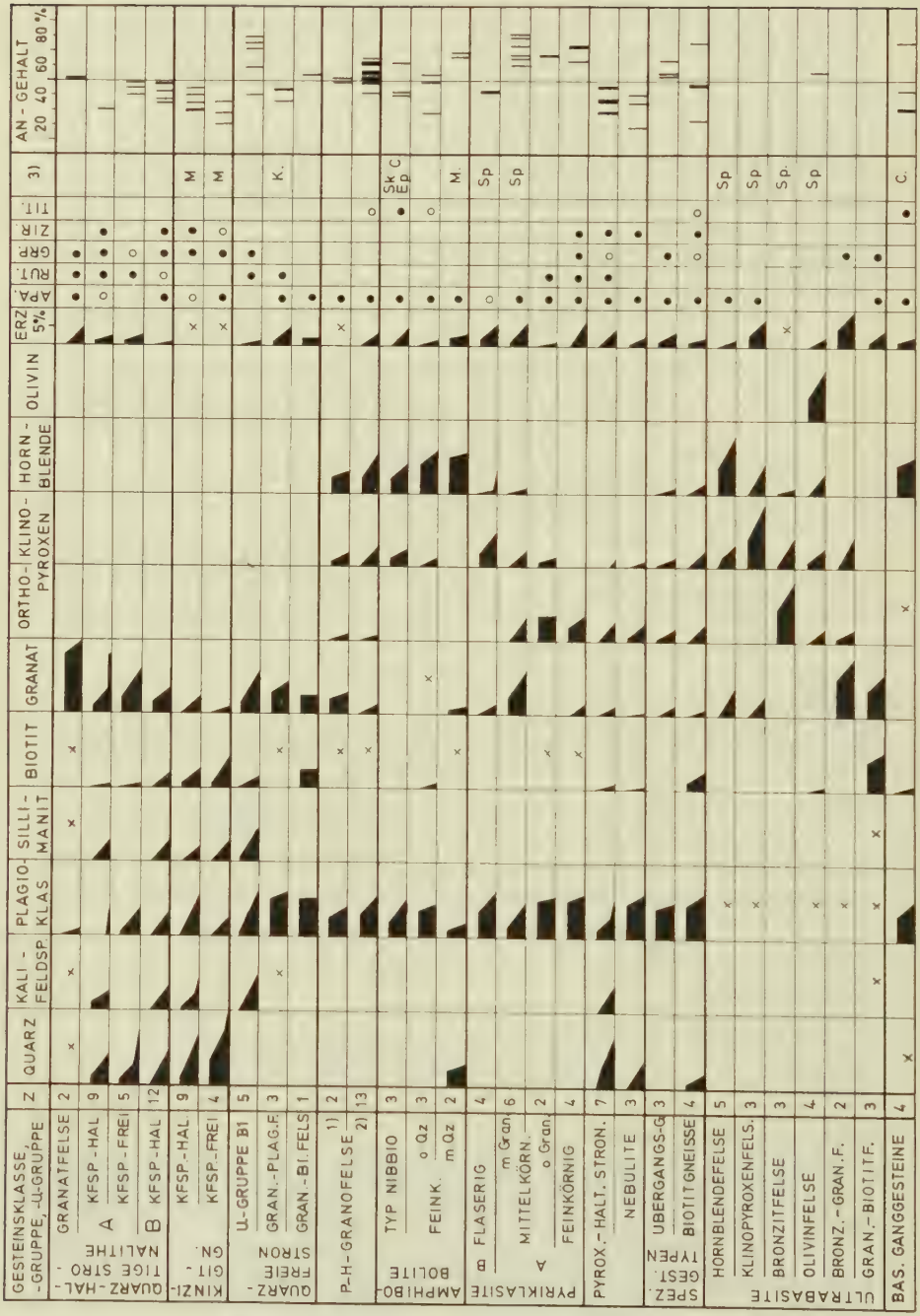


Fig. 2. Legende siehe nebenstehende Seite.

C. Die mineralfazielle Variation von SE nach NW

Die im vorhergehenden Abschnitt ausgeschiedenen Hauptgesteinstypen sind fast durchwegs gebändert. Die Bänderung erschwert die Eruierung eines verlässlichen Durchschnittswertes für die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Hauptgesteinstypen. Sie wirkt sich in den basischen Gesteinen nicht nur auf das Mengenverhältnis der dunkeln zu den hellen Gemengteilen, sondern auch auf die Verhältniszahlen innerhalb der Mafitgruppe aus. So ist in den hellen Bändern der Basite meist verhältnismässig mehr Pyroxen vertreten als in den dunkeln, wo Hornblende oder Granat mengenmässig verstärkte Bedeutung erlangen.

Nicht nur in den Stronalithen und Kinzigitgneissen, sondern auch in den basischen Gesteinen lassen sich aber im km-Bereich dennoch deutlich mineralfazielle Veränderungen senkrecht zum regionalen Streichen erkennen, mit denen gleichzeitig texturelle Änderungen einhergehen.

Trifft man im SE neben klinopyroxenhaltigen auch noch klinopyroxenfreie, feinkörnige Amphibolite, so werden die basischen Gesteine der Gruppe IIA gegen NW allmählich grobkörniger. Klinopyroxen, später auch Orthopyroxen werden zum ständigen Gemengteil. Gleichzeitig ändert die Farbe der Hornblende von grün nach grünbraun, braun und rötlichbraun (siehe Fig. 3). Diese Entwicklung endet im Stadium eines mittel- bis grobkörnigen P-H-Granofelses. Beim weitern Fortschreiten gegen NW verlieren sich die P-H-Granofelse im äussern Bereich des nördlichen Gewölbes. Hier und weiter innen begegnet man einem völlig

Fig. 2. *Tabelle der Modalbestände* und des variierenden An-Gehaltes der Plagioklase in den wichtigsten Gesteinsgruppen und -untergruppen. Zusammenstellung der Modalbestände auf Grund von geschätzten und ausgezählten Modalwerten. Die Länge der schwarzen Felder bezeichnet den Modalgehalt der Gemengteile (Hauptgemengteile: 1 cm ≙ 100%; Erz: 5 mm ≙ 10%). Das linke Ende der schräg abfallenden rechten Begrenzung der schwarzen Felder gibt den niedrigsten, das rechte Ende den höchsten ermittelten Modalgehalt an. Ein Unterbruch in der geraden Linienführung dieser Begrenzung weist darauf hin, dass die rechts von der Umbiegung liegenden extrem hohen Modalgehalte nur sehr selten auftreten.

Legende: [1]) Flaserige P-H-Granofelse B aus dem Mantel des nördlichen Gewölbes. [2]) Homöogranoblastische P-H-Granofelse A und B. [3]) Akzessorien: C. = Calcit, Ep. = Epidot, K. = Korund, M. = Muskowit, Sk. = Skapolith, Sp. = Spinell. ● = Übergemengteil häufig vorhanden, ○ = Übergemengteil selten vorhanden. × Gemengteil sporadisch oder nur in geringen Mengen (<5%) vertreten. An-Gehalt: dünner Strich = Mittelwert einer Probe (eines Dünnschliffs), dicker Strich = zusammenfallende oder nahe beieinanderliegende Mittelwerte von 2 oder 3 verschiedenen Proben (je nach Dicke des Strichs).

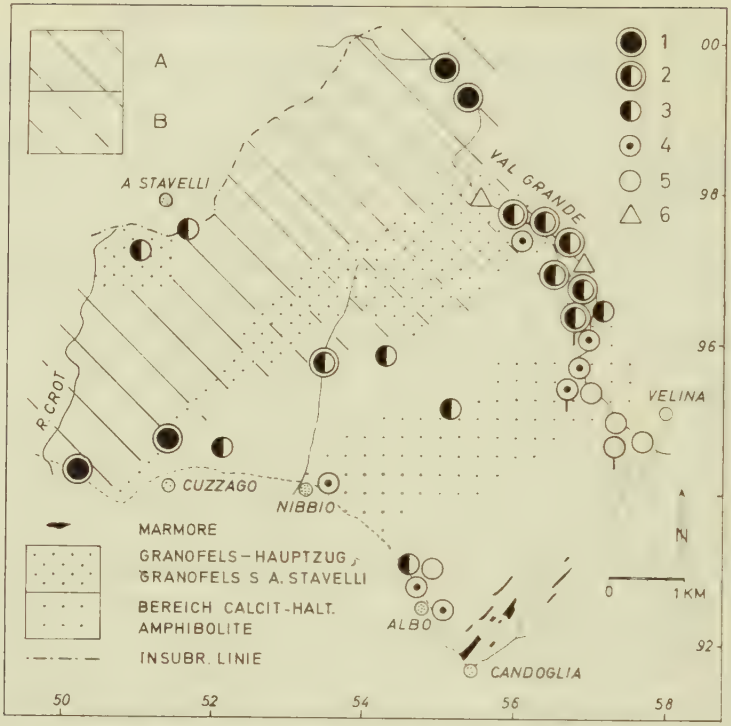


Fig. 3. *Variation des Mineralbestandes* (dunkle Gemengteile) *und der Absorptionsfarbe der Hornblende in basischen Gesteinen.* (Symbole 1–3: P-H-Granofelse; 4 und 5: Amphibolite; 6: H-Granofelse; mit Vertikalstrich am untern Rand des Symbols: Biotitgneisse ± Pyroxen, Hornblende.)

Mineralbestand: 5 und 6: nur Hornblende und Plagioklas. 1–4: zusätzlich klinopyroxenhaltig. 1 und 2: zusätzlich orthopyroxenhaltig (durch äussern Kreis gekennzeichnet).

Absorptionsfarbe der Hornblende im durchfallenden Licht (vgl. Fussnote 17 auf S. 962): 1: rötlich-braun, braun (ausgefüllter Innenkreis). 2 und 3: grünbraun bis bräunlich-olivgrün (halb ausgefüllter Innenkreis). 4–6: grün (Innenkreis leer oder mit Punkt).

Existenzbereiche des Orthopyroxens und brauner Hornblende: A: Existenzbereich der braunen Hornblende in basischen Gesteinen. A + B: Existenzbereich des Orthopyroxens als homogen verteilter Gemengteil in basischen Gesteinen.

neuen basischen Gesteinstyp II B, der nur noch wenig und selten braune Hornblende, dafür mehr Pyroxen (insbesondere Orthopyroxen) und meist Granat enthält (Pyriklasite). Gleichzeitig mit ihm treten die ersten geschlossenen ultrabasischen Gesteinskörper des Arbeitsgebietes auf.

Eine gleichsinnige Änderung des Metamorphosegrades zeichnet sich

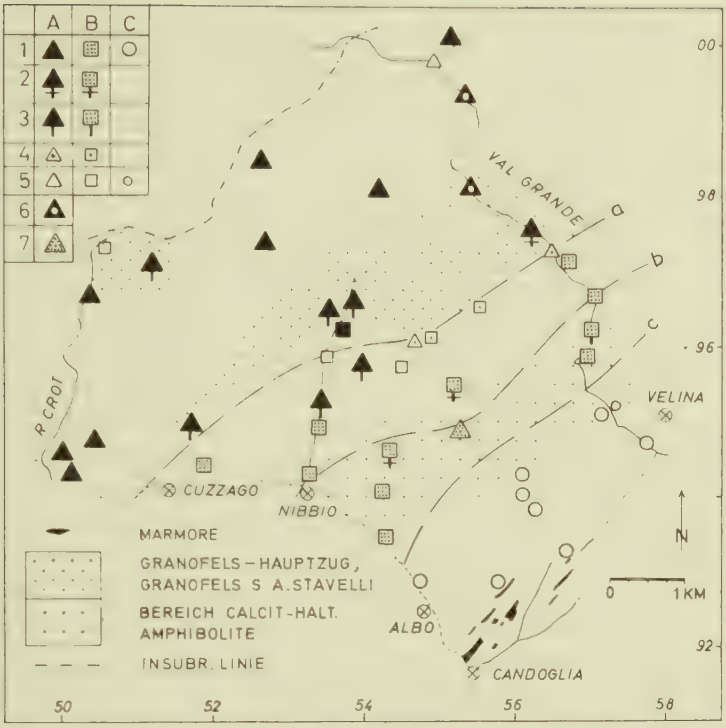


Fig. 4. *Variation des Modalquotienten g = Granat / (Granat + Biotit) und der Korngrösse des Sillimanits in den Stronalithen und Kinzigitgneissen.*

A, B, C: Symbole unter A: Stronalithe A mit g = 1,0—0,9, Sillimanit ausschliesslich grobkörnig (Stengeldurchmesser > 0,1 mm). Ausnahme siehe unter 7. Symbole unter B: Stronalithe B mit g = 0,9—0,5, Sillimanit mittelkörnig (Stengeldurchmesser 0,1—0,005 mm), darunter meist auch noch grobkörnige Stengel. Symbole unter C: Kinzigitgneisse mit g = 0,5 0,0, Sillimanit in filzigen Aggregaten (Faserdurchmesser < 0,005), stellenweise rekristallisiert.

1—7: 1: normaler Gesteinstyp, 2: Sillimanit in Feldspäten oder Granat eingeschlossen (Palimpsest-Strukturen), 3: quarzfrei, Typ B1 (siehe S. 962), 4: Sillimanit vollständig in Serizit umgewandelt, 5: sillimanitfrei, 6: Granat-Plagioklasfels, 7: Sillimanit grob- und mittelkörnig.

a, b, c: Von der Insubrischen Linie bis a: Existenz des grobkörnigen Sillimanits. Von der Insubrischen Linie bis b: Rutil akzessorisch oder als Nebengemengteil ständig vertreten; SE von b in geringerer Menge und nicht mehr durchgehend in allen untersuchten Proben anwesend. Erklärung dafür: siehe Reaktionsformel in der Arbeit von R. Schmid (1966a, S. 685). Von a bis c: Existenzbereich mittelkörnigen Sillimanits. SE von c: Existenz des Fibroliths.

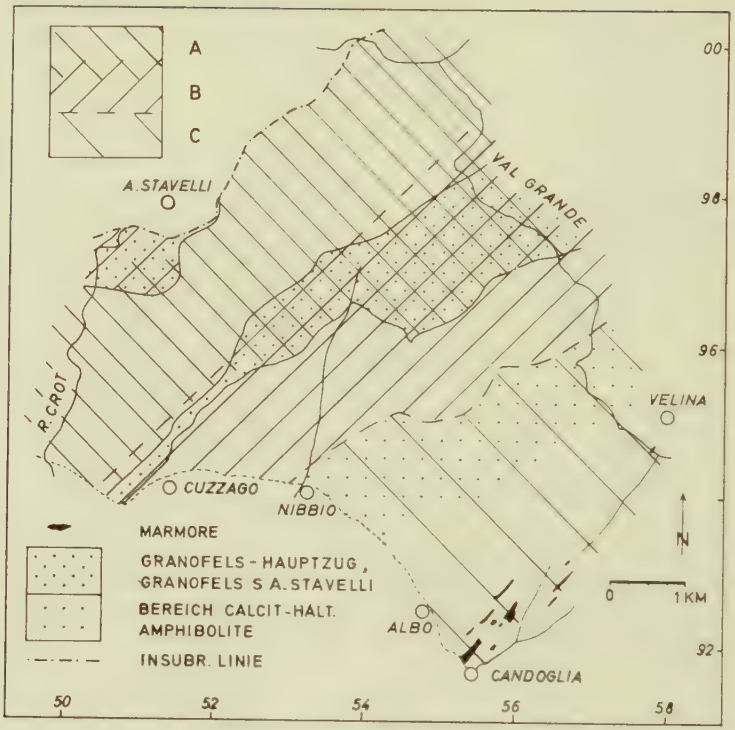


Fig. 5. *Faziesbezirke.*

A: Pyroxengranulitischer Faziesbezirk
B: Hornblendegranulitischer Faziesbezirk } Granulitfazies
C: Bezirk der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies: Amphibolitfazies

auch in den unter I zusammengefassten Gesteinen ab. Im SE begegnet man ausschliesslich Biotitgneissen bis -schiefergneissen mit oder ohne faserigen Sillimanit (Fibrolith). Unter fortwährendem Ersatz des Biotits durch Granat und Kalifeldspat und bei allmählicher Kornvergröberung des Sillimanits und Kornverkleinerung des Biotits gehen sie schliesslich im Bereich der Pyriklasite in massige, biotitfreie, ± plagioklashaltige Kalifeldspat-Quarz-Granatfelse mit grobkörnigem Sillimanit über, also ebenfalls in granulitähnliche Varietäten (siehe Fig. 4).

Diese sowohl in mineralfazieller als auch in textureller Hinsicht analoge Veränderung in den Gesteinsklassen I und II muss auf eine Regionalmetamorphose zurückgeführt werden, deren progressiver Wirkung von SE gegen den nördlichen Gewölbekern zu bis heute viel zu

wenig Beachtung geschenkt wurde[18]). Sie ermöglicht eine Unterteilung des Arbeitsgebietes in drei Faziesbezirke (siehe Fig. 5):

1. Pyroxengranulitischer Faziesbezirk[19]) (Granulitfazies).
2. Hornblendegranulitischer Faziesbezirk (Granulitfazies).
3. Bezirk der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies (Amphibolitfazies).

Der Grenzziehung zwischen diesen Bezirken wurde die mineralogische Zusammensetzung der Basite zugrundegelegt, da sich diese in der NW-SE-Richtung nicht nur quantitativ ändert, wie in der Gesteinsklasse I, sondern auch qualitativ.

Berücksichtigt man die Möglichkeit einer magmatischen Herkunft und eines spätmetamorphen Eindringens der Basite, so mag man gegen dieses Vorgehen einwenden, dass die Fazies der Stronalithe und Kinzigitgneisse bei ganz andern pT-Verhältnissen entstanden sein könnte als diejenige der basischen Gesteine, die hier verwendete Bezeichnung des Faziesbezirkes streng genommen also nur auf die basischen Einheiten beschränkt bleibt. Da aber die basischen Gesteine des Untersuchungsgebietes durchwegs einen starken metamorphen Einfluss mit analoger Progression erkennen lassen, wie sie sich in den Stronalithen und Kinzigitgneissen abzeichnet, und retrogressive Umwandlungen praktisch fehlen, darf angenommen werden, dass die pT-Bedingungen bei der Prägung des heute vorliegenden Mineralbestandes benachbarter Glieder der Gesteinsklassen I und II ähnlich gewesen sind. Es bleibt allerdings ein Unsicherheitsfaktor bestehen, insbesondere was die P-H-Granofelse anbelangt, da diese, wie später dargelegt wird, vereinzelt Kontaktwirkungen am Nebengestein erzeugten, und ihr Existenzbereich sowohl gegen NW als auch gegen SE denjenigen der übrigen basischen Gesteinstypen überlappt, worauf im weitern nochmals zurückgekommen wird.

[18]) 1966 weist der Verfasser erstmals auf die Bedeutung dieser progressiven Metamorphose hin. Der kontinuierliche Anstieg des Metamorphosegrades gibt sich nicht nur mineralfaziell, sondern auch sehr deutlich im schrittweise ändernden Chemismus eines Durchläuferminerals, des Granats, zu erkennen.

[19]) Faziesbezeichnungen nach F. Turner (1948); siehe auch bei H. Winkler (1965). Nach F. Turner (1966) sind die unter 1—3 angeführten Subfazien ausser Betracht zu lassen, und die „Almandin-Amphibolitfazies" ist kürzer als „Amphibolitfazies" zu bezeichnen. Zu Gunsten einer klaren Darlegung des mineralfaziellen Wechsels wird hier aber die frühere Einteilung dieses Autors beibehalten. Ihre genetische Deutung im untersuchten Abschnitt wird im folgenden noch diskutiert werden. Der kürzere Ausdruck „Amphibolitfazies" soll hingegen im folgenden tatsächlich zur Anwendung kommen.

Schreitet man im Arbeitsgebiet von NW gegen SE, so muss die Grenze zwischen der Pyroxen- und der Hornblendegranulitfazies nach H. Winkler (1965) dort überschritten werden, wo braune oder grünbraune Hornblende neben Pyroxen zu entstehen beginnt. Wie aus den Schilderungen auf S. 971ff. hervorgeht, ist diese Grenze in unserem Arbeitsgebiet deutlich entwickelt. Sie zieht sich dem Aussenrand des nördlichen Gewölbebezirks entlang, dort, wo die Domäne der Pyriklasite von derjenigen der P-H-Granofelse abgelöst wird. Nicht nur an diesem Aussenrand aber lagern Vertreter der Hornblendegranulitfazies (P-H-Granofelse B) direkt neben Pyriklasiten und Stronalithen A, die dem pyroxengranulitischen Faziesbereich zuzuordnen sind (z. B. 400 und 700 m NW Cuzzago sowie bei A. Sciarina). Auch innerhalb dem Granofels-Hauptzug existieren P-H-Granofelse, Pyriklasite (Nebulite) sowie Stronalithe A nebeneinander.

Bewegt man sich weiter gegen SE, so erreicht man die Grenze zwischen der Granulitfazies und der Amphibolitfazies im Moment, da Orthopyroxen aus dem Mineralbestand der basischen Gesteine verschwindet, grünbraune Hornblende durch grüne und Ilmenit durch Titanit ersetzt wird. Der Orthopyroxen als homogen verteilter Gemengteil in den basischen Metamorphiten hört in unserem Arbeitsgebiet schon am SE-Rand des Granofels-Hauptzuges zu existieren auf[20]). Die Farbe der braunen Hornblenden schlägt dagegen erst am S-Rand des südlichen Gewölbebezirkes nach grün um, dort, wo die von uns als Amphibolite bezeichneten basischen Gesteine einsetzen. Mit der grünen Hornblende treten auch erstmals merkbare Mengen von Titanit in den Mineralbestand ein. Infolge einer allzu geringen Zahl von Kontrollpunkten wurde in dieser Arbeit nicht der Orthopyroxen-Gehalt, sondern der Farbumschlag der Hornblenden als Kriterium für die südliche Begrenzung der Hornblendegranulitfazies herangezogen, eine Alternative, auf die sich der Verfasser nur vorläufig festlegen möchte.

Auch an dieser Grenze kommt es zu starken Überschneidungen. So wurde eine Lage eines Amphibolits vom Typ Nibbio (mit grüner Hornblende) mitten im Granofels-Hauptzug (im Val Grande, 400 m oberhalb der Mündung der Val Piana) vorgefunden und Granofels-Körper mit

[20]) Es ist hier beizufügen, dass von Schilling Orthopyroxen sogar noch im „Gabbrodiorit von Pra del Fico" (ca. 2 km S Candoglia) festgestellt wurde, allerdings nur in geringer Menge und in einem Gesteinstyp, der keinen derart starken metamorphen Einfluss erkennen lässt, wie die P-H-Granofelse des Untersuchungsgebietes.

grünbrauner Hornblende inmitten der Amphibolitzone (bei Bettola) (siehe Seite 995). Es zeigt sich also, dass die mineralfazielle Gliederung auf Grund des Modalbestandes der Basite tatsächlich problematisch wird, sobald auch die P-H-Granofelse hiefür beigezogen werden.

Da in den Kinzigitgneissen des untersuchten Abschnittes primärer Muskowit erst am SE-Rand und dort nur akzessorisch auftritt, erstreckt sich die Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies demzufolge sicher bis zur SE-Grenze des Arbeitsgebietes. Das Fehlen von Disthen auf der einen und des Andalusits bzw. Cordierits auf der andern Seite lässt auf pT-Verhältnisse schliessen, wie sie bei der Ausbildung des Barrow-Typs massgebend waren (H. Winkler, op. cit.).

IV. TEKTONISCH-PETROGRAPHISCHER ÜBERBLICK

A. Der pyroxengranulitische Faziesbezirk

Wie bereits erwähnt, erstreckt sich dieser Bezirk vom Kern des nördlichen Gewölbes hinaus bis zur Grenze mit dem Granofels-Hauptzug und dem P-H-Granofels S A. Serena.

Der Gewölbekern ist an zwei Stellen aufgeschlossen: bei A. Serena und in einem Fenster bei A. Tre Asciot. Er besteht aus einem flaserigen Pyriklasit B, der in engem Verband mit Lagen, Linsen und rundlichen Körpern aus Klinopyroxenfels steht und aussen von einer 0—10 m mächtigen Serie vorwiegend ultrabasischer Gesteine umrahmt wird. Die Hornblende- und Klinopyroxenfelse dieses ultrabasischen Rahmens sind stellenweise kalkmetasomatisch umgeprägt worden.

Um den Kern legt sich der innere Gewölbemantel. Er besteht in erster Linie aus einer mächtigen Serie von Pyriklasiten A, die in einzelnen Horizonten Lagen von Stronalith A und im S-Schenkel einen mehrfach auskeilenden Zug von Bronzitfels mit Lagen von Olivinfels enthält.

Aussen schliesst der äussere Gewölbemantel an, beginnend mit einem geschlossenen Stronalithzug, an den sich Körper lagern, die im S-Schenkel aus innig wechsellagernden Gliedern verschiedenster Gesteinsgruppen bestehen, ± granathaltigen P-H-Granofelsen B und flaserigen Pyriklasiten B, feinkörnigen Pyriklasiten A, pyroxenhaltigen Stronalithen, Granat-Biotitfelsen, Hornblendefelsen, Stronalithen A, Granat-Plagioklasfelsen und Marmoren[21]), im N-Schenkel aus Ultrabasiten, P-H-

[21]) Auf der petrographischen Karte gesamthaft als „Gemischte Zone" ausgeschieden, wobei die flaserigen Pyriklasite B in der Legende fälschlicherweise als „Pyrox.- und Pyrox.-Hbld.-Granofelse B" bezeichnet wurden.

Granofelsen B, Granat-Biotitfelsen und Marmoren. An der Grenze zwischen dem Gewölbemantel und dem Granofels-Hauptzug begegnet man schliesslich SE dem Pzo. Proman einer Reihe von Olivinfels-Linsen.

B. Der hornblendegranulitische Faziesbezirk

Mit dem Eintritt in den hornblendegranulitischen Faziesbezirk verschwindet das artenreiche Gesteinsassortiment, welches der pyroxengranulitische Bereich beherbergt. Es macht der eintönigen Vergesellschaftung von P-H-Granofelsen und Stronalithen Platz.

An den äussern Gewölbemantel lehnen sich in den beiden Gewölbeflanken P-H-Granofelse A (P-H-Granofels S A. Stavelli, Granofels-Hauptzug), in die nur ganz spärlich Fremdgesteinslinsen eingelagert sind.

Während der hornblendegranulitische Faziesbezirk im NW jäh an der Insubrischen Linie endet, setzt er sich gegen SE zu in die südliche Gewölbepartie fort. Diese wird aus einer weiten Wechsellagerung von auskeilenden P-H-Granofelsen B (und A) und Stronalithen B aufgebaut, an der sich vereinzelt auch Marmorlinsen beteiligen.

C. Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies der Amphibolitfazies

Diese Subfazies setzt mit dem mittelkörnigen Amphibolit von Nibbio ein. Weiter gegen SE schliessen feinkörnige, feinlagige, dann vermehrt feingesprenkelte bis fleckige Amphibolitvarietäten an. Sie wechsellagern in stark unterschiedlicher Mächtigkeit mit granatarmen, öfters grobflaserigen Kinzigitgneissen. In diesem Bereich häufen sich Pegmatite und basische Gänge. Überschreitet man nun die Linie, die ungefähr durch den „Fleckamphibolit von Nibbio" (J. Schilling, op. cit.) gebildet wird, so trifft man auf Kinzigitgneisse und -schiefergneisse, die neben den Marmoren des Marmorzuges praktisch keine fremden Einlagerungen mehr enthalten und nur noch ganz sporadisch Granat führen.

V. KORNGEFÜGE-FAZIESBEZIRKE

Im ganzen nördlichen Gewölbebereich erweisen sich die Korngefüge der Gesteine zur Hauptsache als blastoklastisch, blastoporphyroklastisch oder blastomylonitisch. Hinzu tritt eine spätere, rein mechanische Beanspruchung, von welcher zahlreiche Gesteinsgruppen in örtlich stark wechselndem Mass betroffen wurden.

Im ganzen restlichen Teil des Untersuchungsgebietes herrschen hetero- bis homöoblastische Korngefüge vor.

Petrographischer Teil[22])

I. STRONALITHE UND KINZIGITGNEISSE

A. Bisherige Klassifikation der Stronalithe und Kinzigitgneisse

Die ersten, welche auf Grund einer sorgfältigen Untersuchung den hier interessierenden Gesteinen (von der Insubrischen Linie bis zum Marmorzug Candoglia-Varallo) Namen zugeteilt haben, sind ARTINI und MELZI. Sie nennen die im Bereich der gebänderten Granofelse und NW davon liegenden Varietäten „stronaliti" und den SE daran anschliessenden Gneisskomplex „gneiss strona". NOVARESE (1906) gibt sämtlichen von uns unter I vereinigten Gesteinen den Namen „Kinzigit" auf Grund ihrer Ähnlichkeit mit gleichbenannten Gesteinen in Kalabrien. WALTER unterscheidet zwischen „Kinzigiten s. s.", „Kinzigitgneissen" und Stronalithen. VENKATYA (1956) benützt das Wort „Kinzigit" nur als Sammelbegriff. SCHILLING unterscheidet Stronalithe, „Kinzigitgneisse" und Biotitschiefer. Alle Autoren verstehen unter diesen Bezeichnungen Varietäten der Gesteinsklasse I.

In jüngster Zeit hat BERTOLANI (1964) den Begriff Stronalith neu definiert. Er bezieht darin auch basische Glieder mit ein. Stronalithe im ursprünglichen Sinn (E. ARTINI und G. MELZI) sind aber hornblende- und pyroxenfreie, granathaltige Gesteine mit wenig oder fehlendem Biotit und mit stark wechselnden Mengen von Quarz, Orthoklas und Plagioklas, die im Bereich der „gebänderten Hornblende- und Pyroxen-Gabbros" auftreten.

Wie die vorstehenden Darlegungen zeigen, existieren für die Gesteinsklasse I also bereits mehrere Nomenklaturen. Sie basieren hauptsächlich auf den Ausdrücken Stronalith, „Kinzigit", „Kinzigitgneiss" neben Bezeichnungen, die sich aus dem Modalbestand herleiten lassen[23]). Leider sind alle diese Namen sehr uneinheitlich gehandhabt worden. Was den Begriff Stronalith anbelangt, so ist er aber, wie oben dargelegt wurde, bis auf den maximalen modalen Anteil, den der Biotit erreichen darf, klar definiert. Dagegen steigen bei der Verwendung des Ausdrucks Kinzigit Bedenken auf, da die Glieder der Gesteinsklasse I fast durch-

[22]) Die Modalbestände und insbesondere auch die modalen Verhältniszahlen sowie die An-Gehalte der Plagioklase werden in den Gesteins-Beschreibungen oft nicht genau oder vollständig angegeben. Zur nähern Orientierung dient dazu die Fig. 2 auf S. 964.

[23]) Zahlreiche weitere Bezeichnungen sind hier nicht angeführt worden.

wegs stark quarzhaltig sind (mittlerer Quarz-Gehalt schätzungsweise 25–30%), Kinzigite nach der Originaldefinition H. Fischers (1861) aber keinen oder nur wenig Quarz enthalten. Es wird deshalb in dieser Arbeit nur der Begriff Kinzigitgneiss verwendet, und zwar als Sammelbegriff für alle jene Gesteinstypen I, die nicht als Stronalith bezeichnet werden dürfen.

Wo ist nun die Grenze zwischen Stronalithen und Kinzigitgneissen zu ziehen?

Die südliche Grenze des Verbreitungsgebietes der Stronalithe in der Valle Strona wird von E. Artini und G. Melzi 1,7 km unterhalb Forno gezogen, dort ungefähr, wo der Bereich calcithaltiger Amphibolite beginnt, wie ein Augenschein in der Valle Strona zeigte. Die Verlängerung dieser Grenze entlang dem regionalen Streichen führt auf der Carta geologica d'Italia 1 : 100000, Foglio 30 (Varallo) nach Migiandone–Nibbio hinüber (siehe Fig. 1, S. 952), also ebenfalls zur NW-Grenze der calcithaltigen Amphibolite. Diese Linie bildet zugleich die SE-Grenze der gebänderten P-H-Granofelse, wie es die Definition E. Artinis und G. Melzis verlangt. Somit ist die NW-Grenze der calcithaltigen Amphibolite direkt mit der Grenze Stronalith/Kinzigitgneiss zu identifizieren.

B. Verfeinerte Klassifikation auf Grund des Modalquotienten g = Granat/(Granat + Biotit)

Da sich spezielle texturelle Eigenschaften der Stronalithe und Kinzigitgneisse nie über grössere Distanz verfolgen lassen und da Leithorizonte fehlen, musste für deren verfeinerte Gliederung allein die mineralogische Zusammensetzung beigezogen werden. Es musste hiezu nach einem Einteilungsprinzip gesucht werden, das nicht nur petrographisch klar definiert ist, sondern zugleich auch eine Ausscheidung grösserer Einheiten der Gesteinsklasse I erlaubt. Auf der petrographischen Karte (Tafel X) ist versucht worden, mit der Einführung spezieller Signaturen für die im Feld differenzierbaren Gemengteile Granat, Biotit, Sillimanit und Graphit ein möglichst wirklichkeitstreues Bild des variierenden Mineralbestandes zu skizzieren. Besondere Beachtung ist dem Modalquotienten g = Granat / (Granat + Biotit) geschenkt worden. Während das Mengenverhältnis zwischen den hellen und dunklen Gemengteilen sowie die modalen Anteile von Sillimanit und Graphit lokal starken Schwankungen unterworfen sind und demzufolge in der petrographischen Karte nur beschränkt berücksichtigt werden konnten, variiert der Quotient g auf

engerem Raum meist nur wenig[24]). Auf grössere Distanzen wiederum, im km-Bereich, kann eine deutliche durchschnittliche Verringerung dieses Quotienten von NW nach SE festgestellt werden. Da der zunehmende Biotit-Gehalt verstärkt gneissartige bis schiefrige Texturen erzeugt, widerspiegelt der Quotient g eines Gliedes der Gesteinsklasse I seinen ungefähren texturellen Charakter und fixiert seine Stellung innerhalb der Übergangsreihe von den massigen, katametamorphen Stronalithen im NW zu den mesometamorphen Kinzigitgneissen im SE.

Die Beobachtung, dass sich die Abnahme des mittleren Quotienten g von NW nach SE über längere Strecken etwas verhält, um sich darnach über kürzere Distanz zu beschleunigen, erlaubte die Ausscheidung dreier Gebietsabschnitte, innerhalb welcher sich die g-Werte mit verhältnismässig wenigen Ausnahmen innerhalb einem bestimmten Intervall bewegen:

Abschnitt	Gesteins-bezeichnung	Modal-quotient g	modaler Anteil des Biotits im allgemeinen
A_N	Stronalithe A	$\leqq 1{,}0$ $> 0{,}9$	$\leqq 2\%$
A_M	Stronalithe B	$< 0{,}9$ $> 0{,}5$	$> 2\%$
A_S	Kinzigitgneisse	$< 0{,}5$ $\geqq 0{,}0$	$> 2\%$

Die beiden Grenzlinien, welche diese drei Gebietsabschnitte voneinander trennen, verlaufen in folgender Weise durch das Arbeitsgebiet:

Die erste zieht sich am NW-Rand des Granofels-Hauptzuges bei Madonna dello Scopello gegen den Pzo. Voggia hinauf. Dort, wo der Granofelszug an Mächtigkeit zunimmt, schwenkt sie auf die SE-Seite desselben. Hier verläuft sie, immer in der Nähe des Kontaktes, in die Valle di Nibbio hinein. Schliesslich quert sie etwa 100 m oberhalb der Mündung der Val Piana die Val Grande. Sie stimmt also ungefähr mit der südöstlichen Begrenzung des Existenzbereichs von homogen in den basischen Gesteinen verteiltem Orthopyroxen überein, d. h. mit einer etwas enger gefassten Grenze des granulitischen Fazies-bezirks.

Die zweite Grenze kann mitten durch den Bereich der calcithaltigen Amphibolite gelegt werden, also etwa über den Unterlauf des R. Fighero und über den Pt. 1578 zur Mündung des R. Ancino in der Val Grande. Sie ist weniger scharf zu fassen als die erste. Auf eine Eintragung dieser

[24]) Nur in Stronalithen und Kinzigitgneissen, in denen Quarz, Sillimanit oder Kalifeldspat fehlen, treten öfters anormal grosse oder kleine g-Werte auf.

Grenzlinien in der petrographischen Karte wurde bewusst verzichtet, um den Eindruck der Einheit, welche die Gesteinsklasse I hervorruft, nicht zu verwischen.

Die Bezeichnung Stronalith B ist nicht ganz gerechtfertigt, da die Stronalithe nach E. Artini und G. Melzi (op. cit.) nur bis an die NW-Grenze der calcithaltigen Amphibolite heranreichen und der Grenzquotient $g = 0.5$ für diesen Gesteinstyp im Sinne der ursprünglichen Definition etwas zu niedrig sein dürfte. Der beschleunigte Übergang von hohen zu niederen g-Werten im Bereich des Amphibolits von Nibbio lässt es aber als ratsam erscheinen, die Grenze erst hier zu setzen, was eine Verschiebung gegenüber der Originalgrenze von 0.2—1 km mit sich bringt.

Auf Grund von Dünnschliff-Untersuchungen wurden pro Abschnitt zwei weitere, im Feld höchstens im Abschnitt A_N mit einer gewissen Sicherheit voneinander trennbare Untergruppen gebildet: kalifeldspatfreie und kalifeldspathaltige Stronalithe und Kinzigitgneisse. Es resultiert daraus eine verfeinerte Klassifikation der Gesteinsklasse I bestehend aus 6 Untergruppen. Da neben den quarzhaltigen Stronalithen am Kontakt zu den basischen Gesteinen auch quarzfreie Varietäten auftreten, denen eine besondere genetische Bedeutung zukommt, wurden diese in einer zusätzlichen Gruppe ausgeschieden.

C. Petrographie der quarzhaltigen Stronalithe und der Kinzigitgneisse

1. Zone der Stronalithe A

a) Kalifeldspathaltige Stronalithe A

I. Plagioklasfreie, kalifeldspathaltige Stronalithe A: Stronalithe A 1

NW des Granofels-Hauptzuges bildet ein plagioklasfreier, kalifeldspat-quarzreicher Stronalith A jenen äussersten Gesteinszug des nördlichen Gewölbes, dessen ursprüngliche Geschlossenheit noch sichersteht (siehe Sammelprofil, Tafel XI). Er gibt, was in Gesteinen der Gesteinsklasse I eine Seltenheit darstellt, einen weiterverfolgbaren, charakteristischen Leithorizont von durchschnittlich 250 m Mächtigkeit ab. Auf der petrographischen Karte und im Sammelprofil ist er mit einer Granat-Sillimanit-Signatur ausgeschieden. Von einem Punkt 400 m SE Piazzeda sowie von der untern Val Fiorina aus zieht er hoch in den Gewölbescheitel hinein und fällt am Moncucco, auf etwa 100 m ausdünnend, in den nord-

westlichen Gewölbeschenkel ein. Es handelt sich um einen ausgewalzten, lagigen, gebänderten Gesteinstyp, dessen starke mechanische Beanspruchung infolge seines im grossen und ganzen massigen Charakters (Biotit-Armut) nicht ohne weiteres hervortritt. Seine durchschnittliche modale Zusammensetzung beläuft sich nach einer Integrationsvermessung einer mittleren Probe (SD 139) aus dem Gewölbescheitel auf etwa 30 % Kalifeldspat, 28 % Granat, 22 % Quarz, 17 % Sillimanit und 3 % Rutil, Erz und Graphit (Biotit $\leqslant$ 1 %). Sie bleibt sich über die ganze Ausdehnung des Zuges ungefähr gleich, ebenso die heteroblastoklastische Struktur.

Eine Wechsellagerung von mm- bis cm-dicken Lagen arm und reich an den mafitischen Gemengteilen Granat, Sillimanit und Graphit bewirkt eine feine Laminierung, die Wechselfolge von vorwiegend dunklen und hellen Lagen eine deutliche Bänderung (siehe Fig. 20, Tafel I).

Erst im Dünnschliff erkennt man die starke Deformation des Gesteins (siehe Fig. 36 und 37, Tafel V). Die Quarzkörner sind durchwegs in strähnige und linsenförmige, verzahnte mikrolithische Gebilde zerflossen. Diese umfliessen filmperthitische Kalifeldspat-Porphyroklasten, schwach gelängten, xenomorphen Granat und kurzstengeligen Sillimanit. Die Granat-Poikiloblasten, bestehend aus Quarz, Sillimanit, Rutil und Biotit, zeigen keine Deformationsspuren, wogegen die freiliegenden Körner stark undulös auslöschen.

Dem Stronalithzug ist zwischen der Cma. Loviga und der Val Fiorina ein mächtiger Ultrabasitkörper eingelagert. Daneben enthält er Bänder von feinkörnigem Pyriklasit A (siehe Fig. 21, Tafel I), besonders häufig im Gebietsdreieck Pzo. Voggia – Madonna dello Scopello – Sciarina, wo zusätzlich auch dunkle, äusserst granat- und sillimanitreiche und plagioklashaltige Glieder mit ihm wechsellagern. Diese Wechsellagerung kommt auf den glattgeschliffenen Rundhöckern NW Madonna dello Scopello und oberhalb A. Sciarina in Form einer schlierigen, manchmal fluidal verfalteten Bänderung prachtvoll zum Ausdruck.

Der Stronalith A 1 tritt im oben umgrenzten Bereich öfters auch in grobkörnigen Abarten auf, gleich wie sie im Bereich des Monucco festgestellt werden können, oder in feinkörnigen Typen, die nicht mehr genau denselben Charakter aufweisen, wie er zwischen Pzo. Proman und Moncucco sowie NE davon so typisch in Erscheinung tritt. Auch in der Gemischten Zone und sogar innerhalb dem Granofels-Hauptzug (im Val Balm Bert) werden noch Lagen von Stronalith A 1, meist in engem Verband mit pyroxenhaltigen Stronalithen und feinkörnigen Pyriklasiten A angetroffen. Sie erreichen hier aber nur geringe Mächtigkeiten.

II. Plagioklas- und kalifeldspathaltige Stronalithe A: Stronalithe A 2

Lagen im innern Gewölbemantel, feinkörnige Linsen im SE-Teil des Granofels-Hauptzuges (bei L'Arca) und der Stronalith in der mittleren und obern Val Piana bestehen in erster Linie aus einem Typ A 2, der keine oder eine bedeutend weniger stark ausgeprägte Deformation erkennen lässt als die Stronalithe des nördlichen Gewölbebezirks.

III. Granatfelse

Verschiedentlich begegnet man bis zu 3 m mächtigen Stronalith-Lagen, die zu mehr als 75% aus Granat bestehen, so z. B. im obern R. Mulini, 350 m SE Moncucco und in der untersten Val Fiorina.

b) Kalifeldspatfreie Stronalithe A: Stronalithe A 3

Zu dieser Gruppe gehören rutil-, erz- und biotitführende Quarz-Plagioklas-Granatfelse, wie sie vor allem als Einlagerungen in Pyriklasiten A angetroffen werden. Da sie kaum je Sillimanit enthalten, erscheinen sie ungeregelt und äusserst massig. Nur die Anreicherung des Granats in einzelnen mm- bis cm-breiten Lagen erzeugt eine schwache Laminierung.

In der Val Gabbio, 100 m oberhalb ihrer Vereinigung mit der Val Fiorina, sowie nördlich der Val Serena, 200 m NW dem Pt. 1396, finden sich typische Beispiele der Quarz-Plagioklas-Granatfelse. Da diese nie grössere Mächtigkeiten erreichen, musste auf ihre Ausscheidung auf der petrographischen Karte verzichtet werden.

Zusammenfassend kann von den Stronalithen im Abschnitt A_X gesagt werden, dass sie in weit überwiegendem Mass plagioklasfrei sind, im Gewölbebereich Zeichen starker mechanischer Beanspruchung zeigen und öfters in eine enge Wechsellagerung mit pyroxenhaltigen Stronalithen sowie feinkörnigen Pyriklasiten A treten.

c) Vergleich zwischen den Stronalithen und den hellen Granuliten

Für diesen Vergleich mit den Granuliten kommen allein die Stronalithe A in Frage, da nur sie so wenig Biotit führen, dass sie rein modal überhaupt zu einem solchen Vergleich beigezogen werden dürfen. Artini und Melzi zeigen erstmals, dass sie tatsächlich gewisse Charakterzüge der hellen Granulite Sachsens tragen: Den Mineralbestand sowie die typische Wechsellagerung mit „Pyroxengranuliten". Sie kommen jedoch zum Schluss, dass die Stronalithe infolge ihrer regellosen Textur, ihrem massigen Aspekt und der fehlenden Verschieferung nicht als Granulite

bezeichnet werden dürfen, ziehen aber die Möglichkeit in Betracht, dass es sich hiebei um eine „roccia madre delle granuliti" handeln könnte.

In dem von uns untersuchten Abschnitt weisen die Stronalithe dagegen sowohl eine deutliche Planartextur als auch eine ausgeprägte Lineation auf. Ihre Korngefüge sind nicht granoblastisch, sondern tatsächlich blastoklastisch bis blastomylonitisch, wie es die Definition des Granulits von K. Scheumann (1961) fordert. Es fehlen unsern Stronalithen aber die für die Granulite äusserst charakteristischen Plattenquarze. In zahlreichen Typen übersteigt auch die Korngrösse des Granats und einzelner Feldspat-Blastoprophyroklasten das in Granuliten übliche Mass (0,1 bis 1 mm). Die in unserem Abschnitt vorgefundenen blastoklastischen bis blastomylonitischen Stronalithe stellen also nur verschieferte Äquivalente der von Artini und Melzi beschriebenen Stronalithe dar. Auch sie können nicht mit den hellen Granuliten Sachsens identifiziert werden.

2. Zone der Stronalithe B

Mit dem Eintritt merkbarer Mengen von Biotit in den Mineralbestand eignen sich die Stronalithe eine schwach gneissige, seltener flatschige Textur an. Die Gefüge zeugen nur noch von geringer mechanischer Beanspruchung. In dieser Zone sind erstmals deutlich migmatitische Texturen erkennbar[25]), am schönsten im R. Mulini auf der Höhe 320 m und in der Val Grande halbwegs zwischen den Mündungen der Val Piana und des R. Ancino (siehe Fig. 22, Tafel I). Es handelt sich hier um grobflaserige Stronalithe B mit schlieriger bis adermigmatitischer Textur. Klein- und Grossfalten sind in den Stronalithen B hauptsächlich in den Grenzbereichen gegen die Granofelse und Amphibolite sowie in den Einschlüssen dieser Basite anzutreffen. Von 13 untersuchten Stronalithen B wurde nur einer gefunden, der kalifeldspatfrei ist (in der Fig. 2 auf S. 964 nicht angeführt). Kalifeldspatfreie Stronalithe B sind also offensichtlich ebenso selten wie kalifeldspatfreie Stronalithe A.

3. Zone der Kinzigitgneisse

Charakteristisch für die Mehrzahl der Kinzigitgneisse ist der in ihnen verwirklichte enge Zusammenschluss von Biotit und Sillimanit zu feinen, teilweise verfalteten Blättern. Diese werden durch nahezu reine Feldspat-Quarzlagen oder -linsen voneinander getrennt (siehe Fig. 38, Tafel V).

---

[25]) Im Abschnitt A_N nur im R. Mulini, am NW-Rand des Granofels-Hauptzuges festgestellt (siehe Fig. 21, Tafel I).

Als auffallendste Kinzigitgneiss-Varietät muss ein augiger, grobflaseriger Typ mit oder ohne Granat bezeichnet werden, wie er in der Val Grande 250 m oberhalb der Mündung der Valle Camiasca einsetzt und, nur von einzelnen Amphibolitlagen unterteilt, bis zur Einmündung des R. Buè anhält. Er lässt hier eine Teilmobilisierung in Form von bis zu 30 cm breiten und bis zu 5 m langen Feldspat-Quarzlinsen und -schlieren erkennen, ähnlich wie der vorgehend beschriebene adermigmatitische Stronalith B, dem er äusserlich zum verwechseln gleicht. Im folgenden ist der Modus vergleichbarer Partien derartiger migmatitischer Gneisse aus der Zone A_M (SD 369 F, Val Grande) und aus der Zone A_S (SD 779 C, 1031 E, 794 A) angeführt.

Zone	Qz.	Plag.	Kfsp.	Gran.	Bi.	Sill.	Erz	An-Gehalt des Plag.
A_M	33	12	1	22	18	12	2,3	42—52
A_S	20—60	5—35	0—20	0—13	17—34	8—16	0—0,6	21—32

Die obenstehenden modalen Anteile von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat wurden geschätzt, diejenigen der restlichen Gemengteile ausgezählt.

Es zeigt sich, dass die Mineralbestände sehr ähnlich sind. Der Quotient g ist aber im SE deutlich kleiner, der Plagioklas saurer, und der Sillimanit erscheint nicht mehr körnig, sondern fibrolithisch. Die übliche mineralfazielle Variation zeichnet sich also auch in diesen migmatitischen Typen deutlich ab.

Die grobflaserigen Kinzigitgneisse sind auf der Tosa-Talseite seltener vertreten (u. a. zwischen den mächtigen Marmorzügen von Candoglia). Es fehlen ihnen hier meist Anzeichen einer Teilmobilisierung. Unab-

Fig. 6. Grobflaseriger, migmatitischer Kinzigitgneiss SD 794 A (k) umfliesst den Abrissrand eines Amphibolitbandes (a). p = pegmatitoide Ansammlung. Koord. 94700/57710.

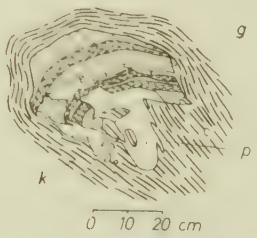


Fig. 7. Feinkörnige, gebänderte Biotitgneiss-Scholle (g) in grobflaserigem Kinzigitgneiss (k). p = pegmatitoide Ansammlung. Strasse Omegna–Campello Monti, Valle Strona (Punkt SD 1005).

hängig von der Teilmobilisierung scheinen die grobflaserigen Kinzigitgneisse als ganzes über eine beträchtliche Mobilität verfügt zu haben, wie die folgenden Beispiele zeigen: Eckige Konturen von Xenolithen werden von der Paralleltextur des Flasergneisses (ohne Teilmobilisierung) störungsfrei umflossen.

1. In der Val Grande, ca. 200 m oberhalb der Mündung des R. Buè, quert eine Rippe, welche aus diesem Gestein besteht, das Bachbett. Am nordöstlichen Bachbord ist ein etwa 2 m mächtiges Amphibolitband eingeschlossen, das an einem scharfen Abrissrand jäh endet. Seine Paralleltextur läuft richtungskonstant diskordant in diesen Rand hinein, wogegen diejenige des Gneisses ihn umfliesst (siehe Fig. 6).

2. Ausserhalb dem Dissertationsgebiet, an der Strasse Omegna-Campello Monti in der Valle Strona, 1 km unterhalb Strona, wurde ein etwa 40 cm grosser, feinkörniger Biotitgneiss-Xenolith im grobflaserigen Biotitgneiss angetroffen (siehe Fig. 7). Da eine pegmatitoide Ansammlung im Grenzbereich direkt mit der leukokraten Phase des umgebenden Gneisses verbunden ist, muss eine postkristalline Einschuppung des Xenoliths ausgeschlossen werden.

4. Einzelheiten zu den Mineralen in den quarzhaltigen Stronalithen und Kinzigitgneissen

a) Quarz

Der modale Quarz-Gehalt schwankt beträchtlich (0—60%), nimmt aber im Durchschnitt von NW gegen SE hin zu. Die Quarzkörner enthalten im SE öfters Fibrolith oder Schwärme von feinnadeligem Sillimanit.

b) Kalifeldspat

Neben Orthoklas tritt Mikroklin wohl in den Stronalithen B und in den Kinzigitgneissen, nur selten aber in den Stronalithen A auf. Hier fehlen auch die amöboiden Grossformen, mit denen der Kalifeldspat in den Zonen A_M und A_S öfters in Erscheinung tritt. Die Kalifeldspäte (inklus. Mikroklin) sind zu etwa 80% film- oder spindelperthitisch, seltener fleckenperthitisch ausgebildet.

c) Plagioklas, Deutung der Fleckenantiperthit-Entstehung

Der mittlere An-Gehalt der Plagioklase nimmt in den kalifeldspathaltigen Gesteinstypen I A von ungefähr 45% im NW auf etwa 37% im SE ab. Er liegt in den kalifeldspatfreien Varietäten etwas tiefer (siehe Fig. 2 auf S. 964). Schwach normal zonare Körner sind weitverbreitet.

Sehr oft treten *fleckenantiperthitische*, seltener auch spindelantiperthitische *Körner* auf. Dies gilt für 90% aller untersuchten Schliffe, in denen Plagioklas und Kalifeldspat nebeneinander vorkommen. Die Fleckenantiperthite fehlen dagegen ausnahmslos in allen kalifeldspatfreien Stronalithen und Kinzigitgneissen. Dieser

Zusammenhang lässt bereits erahnen, dass die Fleckenantiperthite aus einer engen Beziehung zwischen den beiden Feldspäten heraus entstanden sind. In den Dünnschliffen erkennt man denn auch zur Genüge sowohl inter- wie auch intragranular implikative Verwachsungen dieser Komponenten (inkl. Mikroklin). Es soll im folgenden versucht werden, die Frage zu klären, ob es sich hiebei tatsächlich, wie ein erster Befund vermuten lässt, um Verdrängungserscheinungen handelt und wenn ja, welche Phase die andere verdrängt.

An Stelle von Verdrängung kommt auch Entmischung im festen Zustand[26]) in Frage. Da von Fleckenantiperthiten über Mesoperthite zu Fleckenperthiten alle Übergangsstadien beobachtet werden und da sich Kalifeldspat und Plagioklas öfters Korn an Korn als Reaktionspartner der intragranularen Implikation zu erkennen geben (siehe Fig. 39, Tafel V), die Antiperthit-Bildung also nicht innerhalb einem isolierten Korn stattgefunden hat (wie z. B. in einem Kalifeldspat-Plagioklas-Pegmatit, siehe S. 1047), kann diese also nicht auf Entmischung zurückgeführt werden. Zur Überprüfung dieses Sachverhalts wurde in einem Dünnschliff mit Hilfe der Elektronen-Mikrosonde Jeol JXA-3A am hiesigen Institut eine halbquantitative Bestimmung der Ca-Verteilung in den verschiedenen Feldspatphasen durchgeführt. Sie beschränkte sich auf einen einzigen Schliff (SD 423 C, siehe S. 1014), in welchem sowohl Fleckenantiperthit- als auch Fleckenperthitkörner auftreten. Deren Kalifeldspat- bzw. Plagioklasflecken stehen nirgends in einer erkennbaren Beziehung nach aussen. Die Figur 8 zeigt die untersuchten Bereiche je eines Fleckenantiperthit- und Perthitkorns. Man erkennt, dass neben den fleckenförmigen Plagioklaseinschlüssen im Kalifeldspatkorn auch feinste Plagioklasfilme oder -lamellen auftreten.

Wenn die Fleckenperthite und -antiperthite tatsächlich Kornstrukturen vorweisen, die durch Verdrängung statt durch Entmischung zustandekamen, so müssen die Plagioklasflecken im Kalifeldspat ähnliche Zusammensetzung, also

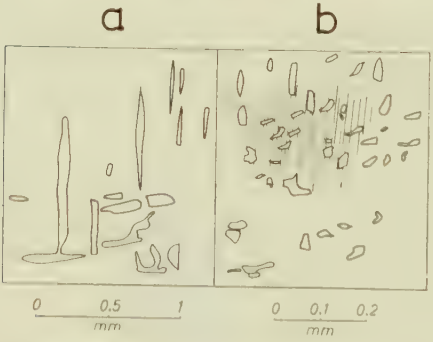


Fig. 8. Darstellung der mit der Mikrosonde untersuchten Teilbereiche eines *Fleckenantiperthitkorns* (a) und eines sowohl film- als auch fleckenantiperthitischen *Kalifeldspatkorns* (b). SD 423 C. Koord. 97325/50550.

[26]) Wenn in den folgenden Betrachtungen die theoretisch ins Auge fassbare Möglichkeit ausgeschlossen wird, dass das gesamte Feldspatmaterial der Stronalithe zu einem gewissen Zeitpunkt während der Metamorphose in einer Schmelze homogen gelöst enthalten war, so deshalb, weil keine Beziehung zwischen dem äusserlich ablesbaren Mobilitätsgrad dieser Gesteine und der Häufigkeit der Fleckenperthite und -antiperthite festgestellt werden kann. Von einer direkten Entmischung aus einer Schmelze wird daher abgesehen.

ähnliche Impulszahlen für Ca aufweisen wie der Plagioklasanteil der Antiperthite. Die nachstehende Tabelle zeigt, dass diese Forderung wirklich erfüllt wird.

Tabelle 1. *Impulszahlen für Ca und K aus der Mikrosonden-Untersuchung der Feldspatphasen eines Fleckenantiperthit- und eines Fleckenperthitkorns* (Dünnschliff SC 423 C), ohne Abzug des Untergrundes. (In Klammern Anzahl der Messungen.) Der An-Gehalt des Plagioklasanteils im Antiperthitkorn ergab mit der Drehtischmethode 28%

	Kalifeldspat-	Ca	K	Plagioklas-	Ca	K
Antiperthitkorn	Flecken	210 ± 40 (6)	5200 ± 1600 (6)	Mutterkorn	4900 ± 30 (2)	650 ± 300 (2)
Perthitkorn	Mutterkorn	260 (1)	3350 ± 500 (2)	Flecken	5300 ± 20 (2)	360 ± 20 (2)
				Lamellen	160 (1)	1280 (1)

Es fragt sich nun, welche der beiden Feldspatphasen die andere verdrängt hat. Die statistische Beobachtung ergab, dass Kalifeldspat viel häufiger Plagioklasreste umhüllt als umgekehrt. Zudem durchwächst der Kalifeldspat Plagioklaskörner hin und wieder strauchartig, wogegen der umgekehrte Fall einer derartigen Verwachsung nie verwirklicht ist. Aus der relativ häufigen Umwachsung nicht nur der Plagioklase, sondern auch aller übrigen Gemengteile durch Kalifeldspat-Porphyroblasten muss zudem geschlossen werden, dass diese Komponente noch lange mobil blieb. Aus all diesen Gründen betrachte ich die Antiperthite als Produkte einer Verdrängung von Plagioklas durch Kalifeldspat. Interessanterweise sind die Kalifeldspat-Apophysen innerhalb dem Plagioklaskorn oft ebenfalls noch spindelperthitisch ausgebildet, wie das Mutterkorn selbst. Das heisst, dass die Verdrängung des Plagioklases bei einer Temperatur stattfand, die oberhalb der Entmischungstemperatur des Kalifeldspates (500° nach F. Laves, 1960) lag. Meist sind die Apophysen jedoch spindelfrei oder vermindert spindelig. Sie löschen oft etwas anders aus als die Hauptmasse des eindringenden Korns, gleich aber wie einzelne Domänen desselben im Grenzbereich des Wirt-Plagioklases. Diese Domänen sind in gleichem Mass wie die Apophysen dadurch gekennzeichnet, dass ihre Spindelperthitstruktur teilweise oder vollständig zurücktritt. Es äussert sich hier eine geringfügige chemische Inhomogenität der Kalifeldspatphase, beeinflusst durch die Nähe des Reaktionspartners (Plagioklas), die nicht erklärt werden kann. Sie gab sich auch bei der halbquantitativen Untersuchung in jenen Körnern der Probe 423 C zu erkennen, für welche vorher die Ca-Verteilung diskutiert wurde. Aus der Tab. 1 kann herausgelesen werden, dass die Impulszahlen für K in den Kalifeldspatflecken der Plagioklase im Mittel deutlich höher sind als diejenigen des Kalifeldspat-Mutterkorns. Dies muss auf einen verringerten Na-Gehalt zurückgeführt werden ($< 2\%$ N_2O), was gut mit der Beobachtung übereinstimmt, dass die Kalifeldspat-Apophysen und -Grenzbereiche gegen den Plagioklas hin meist vermindert spindel- oder filmperthitisch sind als die Hauptmasse des Mutterkorns. Es wäre

daher naheliegend, eine Abwanderung des Na vom Kalifeldspat in den angrenzenden Plagioklas anzunehmen. Berücksichtigt man aber, dass die Plagioklas-Flecken im Kalifeldspat nach unserer Untersuchung An-reicher sind als die Plagioklasphase im Antiperthit, so überzeugt diese Hypothese nicht. Vor einer genaueren chemischen Untersuchung der „Domänenstrukturen" kann über diese Variabilität des Na-Gehalts der Kalifeldspatphasen in den Verdrängungs-Perthiten und -Antiperthiten nichts weiter ausgesagt werden.

Es stellt sich nun noch die Frage, ob es sich nur um je eine Feldspatgeneration handelt. Da Fleckenantiperthit- und -perthit-Einschlüsse häufig über den ganzen Dünnschliff ohne direkte Verbindung nach aussen stehen und da neben einzelnen grösseren Antiperthitkörnern öfters noch kleinere Plagioklaskörner auftreten, die nicht antiperthitisch ausgebildet sind, muss angenommen werden, dass tatsächlich zwei Plagioklasgenerationen existieren. Da weiterhin Kalifeldspatporphyroblasten manchmal Fleckenantiperthitkörner nahezu vollständig umhüllen, ohne dass ein Zusammenhang zwischen den Kalifeldspateinschlüssen und dem umhüllenden Korn festgestellt werden könnte (siehe Fig. 40, Tafel VI), scheinen auch zwei Kalifeldspatgenerationen vertreten zu sein. Die Entstehung der Fleckenantiperthite und -perthithe dürfte demnach in ein relativ frühes Stadium der Regionalmetamorphose fallen.

Im vorangehenden wurde versucht, eine Deutung zur Entstehung der Fleckenantiperthite und -perthite zu geben. Es soll hier betont werden, dass das Problem der Perthit- und Antiperthitflecken in der Ivrea-Zone so viele Gesichter hat, dass erst aus einer umfassenden Untersuchung ein zuverlässiges Schema für die Entstehung dieser Reaktionsgefüge abgeleitet werden kann.

d) Myrmekite

Myrmekite wurden praktisch überall angetroffen, wo Plagioklas und Kalifeldspat koexistieren. Nur innerhalb der Antiperthite und Perthite fehlen sie vollständig.

In Anbetracht der verdrängenden Eigenschaften des Kalifeldspats müsste eigentlich angenommen werden, dass der Myrmekit auf Kosten des Plagioklases gewachsen ist. Die oft stark halbmondförmige Einbuchtung der Kalifeldspatgrenze an der Stelle des Myrmekitwachstums weist aber in gegenteiliger Richtung. Berücksichtigt man die langandauernde Mobilität der Kalifeldspatphase, so muss angenommen werden, dass die Myrmekite, eine Korngrenzenbildung, in einer Spätphase der Kristallisation entstanden sind.

e) Granat

Die Granate in den Gesteinen des Typs I.A sind xeno- bis hypidioblastisch ausgebildet. Ihr Aussenrand ist meist buchtig mit Quarz und Kalifeldspat verwachsen oder sperrig mit Sillimanit und Biotit besetzt. Sie reichern sich bevorzugt auf Zeilen oder in Lagen an und schliessen sich gern zu kleineren Gruppen zusammen. Sillimanit und Biotit umfliessen deren Konturen und bilden, im Falle zeilenartiger Anordnung, Bindeglieder zwischen den einzelnen Granatindividuen.

Die Einschlüsse der Granate sind nicht zahlreich und stets relativ gross. Ausgeprägt amöboides Wachstum ist selten und feine, dicht gesäte Interpositionsgefüge fehlen. Unter den Einschlüssen herrscht Quarz vor; weniger oft begegnet man Biotit und nur ausnahmsweise Sillimanit. Rutil-, Erz-, Graphit- und Apatit-

einschlüsse sind regelmässiger vertreten. Im SE enthalten die Granate in den grobflaserigen Gneissen besonders grosse, stark mit Sillimanitnädelchen durchsetzte Quarzeinschlüsse. Deren Aussenrand ist grösstenteils sillimanitfrei und meist buchtig mit dem Wirtkorn verwachsen. In einem frühen Stadium der Einschliessung, in dem noch eine Verbindung nach aussen besteht und der Granat hypidiomorphe Umgrenzung aufweist, wird der Eindruck korrosiver Verdrängung des Granats durch den Quarz erweckt (siehe Fig. 38, Tafel V).

f) Biotit

Der Biotit ist, bis auf geringe Mengen von Quarz, Zirkon, Erz und feinstrahligem Sillimanit, einschlussfrei und im allgemeinen vollkommen frisch. Von SE gegen NW nimmt sowohl der prozentuale Anteil als auch die Korngrösse der Biotite ab. Gleichzeitig werden die Glimmerkörner zunehmend isometrisch, was nicht nur im Dünnschliff, sondern auch bei der Separierung des Minerals auf dem Schütteltisch auf Grund eines geringeren horizontalen Verschiebungsbetrages zum Ausdruck kommt.

Glimmer und Granat standen zur Zeit ihrer Kristallisation weitgehend im Gleichgewicht zueinander. Das manchmal starke Einspiessen der Biotite in die Granatränder durfte eher auf eine Umwachsung durch Granat als auf eine späte Verdrängung desselben durch den Glimmer zurückzuführen sein.

In den Stronalithen B und in den Kinzigitgneissen sind die Biotitblättchen (wie auch der Sillimanit) stellenweise postkristallin deformiert worden, ohne dass sich diese mechanische Beanspruchung auch im leukokraten Kornverband abzeichnen würde (postdeformative Kristallisation der hellen Gemengteile).

Auf die stellenweise enge Beziehung zwischen Biotit, Fibrolith und Kalifeldspat wird in der spätern Granatarbeit des Verfassers näher eingegangen.

g) Muskowit

Primären Muskowit trifft man, von NW her kommend, erstmals 2,5 km von der südöstlichen Gebietsgrenze entfernt in spärlichen Blättchen an. Nur sekundär, als Zerfallsprodukt von Sillimanit, begegnet man ihm auch weiter nordwestlich (siehe S. 1095). Sein modaler Anteil ist stets geringer als 1%.

h) Sillimanit

Viel deutlicher noch als die Korngrösse von Biotit ändert sich diejenige des Sillimanits senkrecht zum regionalen Streichen, jedoch in der genau entgegengesetzten Richtung (siehe Fig. 4). Im SW herrschen knäuelförmige, sphärolitische oder linsige, eng verfilzte Aggregate dieses Minerals vor. Der filzige Sillimanit ist an gewissen Stellen rekristallisiert, erkennbar an der Sprossung einzelner grösserer Idioblasten innerhalb dem fibrolithischen Aggregat (siehe Fig. 41, Tafel VI). Derartige Idioblasten nehmen in einzelnen Kinzigitgneisslagen E und NE Bettola überhand. In den Stronalithen B sind meist alle Korngrössen zwischen feinnadeligem und grobkörnigem Sillimanit vertreten, in den Stronalithen A aber nur noch grobkristalline Stengel bis zu 1½ mm Durchmesser.

i) Akzessorien

Akzessorisch enthalten die Gesteine des Typs 1A Graphit, Erz (zur Hauptsache Ilmenit, seltener Magnetkies), Rutil, Apatit, Zirkon und Turmalin. In einzelnen

Lagen wird Graphit, Erz oder Rutil zur Nebenkomponente. Der Rutil ist auf der NW-Hälfte des Arbeitsgebietes mengenmässig bedeutend stärker vertreten als im SE und fehlt hier nie (siehe Fig. 4).

k) Zusammenfassende Schilderung der Kornverbandsverhältnisse

Im vorangehenden wurde festgestellt, dass der Granat die Akzessorien, selten Biotit und nur ausnahmsweise Sillimanit umschliesst. Er ist mit den hellen Gemengteilen meist mehr oder weniger buchtig verwachsen. Der Kalifeldspat tritt praktisch nie, der Plagioklas nur selten als Granateinschluss auf. Der Kalifeldspat vermag dagegen sämtliche Komponenten (inkl. Granat) zu umschliessen.

D. Quarzfreie Stronalithe

Den Gesteinstypen, die in diese Gruppe fallen, sind folgende Charakterzüge gemeinsam:

1. Ihre Mächtigkeit übersteigt die 10-m-Grenze nur selten.
2. Sie treten nur in den Zonen A_N und A_M auf.
3. Sie sind an die Kontakt der P-H-Granofelse, der feinkörnigen Pyriklasite, seltener auch der Amphibolite mit den Stronalithen gebunden. Nur in wenigen Fällen fehlt der saure Reaktionspartner (Wechsellagerung von Granat-Plagioklas- und Granat-Biotit-Plagioklasfelsen mit feinkörnigen Pyriklasiten).
4. Ihre modale Zusammensetzung ist einfach. Sie lässt sich aus derjenigen entsprechend zusammengesetzter Stronalithe ableiten, durch Subtraktion von Quarz und in 2 der insgesamt 5 Untergruppen — zusätzlich noch von Sillimanit und Biotit.

1. Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelse und -gneisse ± Kalifeldspat

a) Kalifeldspathaltig (Abkömmlinge der kalifeldspathaltigen Stronalithe)

Diese Gesteine wurden nur an der Peripherie des Granofels-Hauptzuges, des P-H-Granofelses S A. Stavelli (sowie am Rand des Amphibolits von Nibbio, s. u.) gefunden (siehe Fig. 4). Sie sind grobkörnig, enthalten bis 2 cm grosse, einschlussreiche Granate, reichlich grobstengeligen Sillimanit und sind von grauer Farbe, äusserst zäh und infolge des erhöhten Granat-Gehaltes (bis 60 %) besonders schwer. Der Biotit tritt hier nur akzessorisch auf. Typisch ist eine derartige Varietät in der obern Valle di Nibbio entwickelt (am SE-Kontakt des Granofels-Hauptzuges und 950 m S A. Stavelli). Neben ihr treten auch biotitreichere Typen

(bis 5% Biotit) mit stärker gneissigem Habitus auf (300 m NW A. la Mola). Charakteristisch ist das Auftreten eines basischen und meist deutlich zonaren Plagioklases von 60 bis 80% An. Nach Fleckenantiperthiten, wie sie in den Kinzigiten auftreten, hält man vergeblich Ausschau. Allerdings enthalten die Plagioklase, auch die in Granat eingeschlossenen Körner, sporadisch kugelige Kalifeldspatpoikiloblasten. Es handelt sich hier eventuell um eine modifizierte Form der normalen Fleckenantiperthite, wie sie sonst nur noch in den kontaktnahen Teilen der quarzhaltigen Stronalithe angetroffen wurde.

Die Granate sind voll von Plagioklas- und Kalifeldspatkörnern. Diese sind nicht nur als einzelne Individuen, sondern auch in ganzen Gruppen eingeschlossen. Die einschlussreiche, mehr oder weniger amöboide Wachstumsform des Granates entstand durch den Zusammenschluss einer vielzähligen Gruppe regelmässig verteilter, ständig wachsender Granatindividuen. Zwischen einzelnen kleinern Körnern und den Porphyroblasten lassen sich nämlich verschiedene Entwicklungsstadien eines derartigen Zusammenschlusses beobachten (siehe Fig. 44, Tafel VI). In den Grosskörnern muss er relativ früher folgt sein, denn die eingeschlossenen Plagioklase sind in einem der untersuchten Fälle zwischen 5 und 10% An basischer als die ausserhalb des Porphyroblastes liegenden Individuen.

Der Granat enthält öfters Sillimanit. Dieses Mineral ist meist in regelloser Art eingeschlossen. Manchmal zeichnet es aber noch ein altes Primärgefüge ab. In beiden Fällen ist es nurmehr reliktisch, in feinnadeliger Form vorhanden. Ähnlichen Sillimanit-Palimpsest-Strukturen begegnet man, ebenso wie auch kugeligen Quarz- und Kalifeldspateinschlüssen in Plagioklas, nur noch in jenen Bereichen der quarzhaltigen Stronalithe, die sich in der Nähe des Kontaktes mit P-H-Granofelsen befinden (z. B. bei L'Arca, siehe Fig. 42, Tafel VI). Sie sind gleichzeitig manchmal auch in den Feldspäten entwickelt (siehe Fig. 43, Tafel VI).

Am NW-Kontakt des Amphibolits von Nibbio wurde in der Val Grande, 400 m oberhalb der Mündung des R. Ancino, ein 50 cm breiter Granat-Biotitgneiss untersucht, der sich ausser durch einen leicht erhöhten Erz- und den fehlenden Quarz-Gehalt in nichts mehr vom anschliessenden quarzhaltigen Stronalith unterscheidet. Der Granat überfährt auch hier noch Sillimanitzeilen; Feldspatpoikiloblasten sind aber seltener. Der An-Gehalt des Plagioklases hält sich mit 40% in den Grenzen, die für die Kinzigite in diesem Abschnitt gelten, und es treten normal ausgebildete Fleckenantiperthite auf. Es ist hier, ausser im fehlenden Quarz-Gehalt und in der Palimpseststruktur, keine kontaktliche Beeinflussung mehr erkennbar.

b) Kalifeldspatfrei (Abkömmlinge der kalifeldspatfreien Stronalithe)

Entsprechend dem stark untergeordneten Auftreten von kalifeldspatfreien Gesteinen IA sind auch deren kontaktmetamorphe Äquivalente seltener. Zwei derartige Typen wurden in der Valle di Nibbio und in den Corni di Nibbio am Kontakt von P-H-Granofelsen B gefunden. Hoher Sillimanit-Gehalt, dichte Besetzung mit grossen Granaten und hoher An-Gehalt der Plagioklase (72 %) sind auch hier charakteristisch.

c) Vergleich der Kornverbandsverhältnisse in den quarzhaltigen Stronalithen und in den Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelsen und -gneissen ± Kalifeldspat

Im folgenden werden die Kornverbandsverhältnisse der soeben besprochenen quarzfreien Stronalithe denjenigen der quarzhaltigen Stronalithe *(in Klammern)* gegenübergestellt.

1. Kalifeldspat- und Antiperthit-Einschlüsse in Granat sind regelmässig *(nie)* vorhanden.
2. Plagioklas ist stets *(selten)*, Sillimanit häufig *(selten)* in Granat eingeschlossen. Sein An-Gehalt ist grösser *(kleiner)* als 50 %.
3. Im Granat und in den Feldspäten sind Sillimanit-Primärgefüge abgebildet *(nur in den kontaktnahen Partien der Stronalithe ebenfalls verwirklicht)*.
4. Antiperthite sind selten *(häufig)* und treten oft in modifizierter *(ausser in kontaktnahen Stronalithlagen stets in nicht modifizierter)* Form auf.

Die Punkte 1—4 zeigen, dass in den Biotit-Sillimanit-Plagioklas-Granatfelsen und -gneissen ± Kalifeldspat eine zweite Mineralgeneration auf Kosten einer ersten, wie sie in den kontaktfernen Stronalithen und Kinzigitgneissen angetroffen wird, entstanden ist.

2. Granat-Plagioklasfelse

Eine zweite Gruppe quarzfreier Stronalithe stellen die durchwegs massigen, scheinbar ungeregelten Granat-Plagioklasfelse dar, welche in der Zone A_N zwischen den basischen Gesteinen (hauptsächlich den feinkörnigen Pyriklasiten A, aber auch den P-H-Granofelsen und den Stronalithen) auftreten. Sie weisen eine untereinander sehr ähnliche Zusammensetzung auf. Es sind die einzigen Gesteine der hochmetamorphen Generation, welche vollständig ungebändert sind, öfters leicht oder stärker

diskordant die konkordante Bänderung der Nachbargesteine anschneiden (siehe Fig. 24, Tafel II) und sich in seltenen Fällen sogar darin verfingern (siehe Fig. 23, Tafel I). Sie sind öfters stockförmig, erreichen Mächtigkeiten von über 10 m und können im Feld nicht immer sicher vom Stronalith A 3 und von den vorher besprochenen quarzfreien Stronalithtypen unterschieden werden, um so weniger, als sie durch Übergangsglieder mit diesen verbunden sind (z. B. sillimanitfreie, fleckenantiperthithaltige oder schwach quarzhaltige Granat-Plagioklasfelse).

Die Gefüge der Granat-Plagioklasfelse sind homöo-, seltener heterogranoblastisch ausgebildet. Manchmal sind die Zwillingslamellen des Plagioklases (stets Andesin) stark verbogen. Der Granat ist mehr oder weniger amöboid und dementsprechend verstärkt oder vermindert einschlussreich (Plagioklas, Biotit, Rutil, Erz). Besonders vermerkt sei hier, dass in den Granat-Plagioklasfelsen als einzigem Gesteinstyp des Arbeitsgebietes akzessorisch *Korund* auftritt (Val Grande, Mündung Val Balm Bert, Koord. 55450/97980).

3. Granat-Biotit-Plagioklasfelse

Die Granat-Plagioklasfelse werden gegen SE hin, zu einem guten Teil schon innerhalb der Zone A_N, durch Granat-Biotit-Plagioklasfelse ersetzt, welche ihre Rolle als weitgehend richtungslos körnige, sillimanitfreie Kontaktfelse übernehmen.

E. Petrochemische Betrachtungen und Schlussfolgerungen

1. Zur Deutung der quarzhaltigen Stronalithe und der Kinzigitgneisse als Restite

In einer kürzlich erschienenen Arbeit, in welcher er auf die grosse Ähnlichkeit zwischen den Stronalithen bzw. den P-H-Granofelsen der Ivrea-Zone und den Khondaliten bzw. den Gliedern der „basic charnockites" in Indien hinweist, macht E. Wenk (1966) auf die Möglichkeit aufmerksam, dass es sich bei den Stronalithen um degranitisiertes, ursprünglich sandig toniges Sedimentmaterial handeln könnte. Was allgemein die kinzigitischen und charnockitischen Gesteinstypen anbelangt, hat schon K. Mehnert (1959) die Ansicht geäussert, dass diese wahrscheinlich Restgesteine darstellen.

Zu einer begründeten Beurteilung der Frage, ob es sich bei den Stronalithen und Kinzigiten tatsächlich um degranitisierte Metamorphite handelt, stehen uns vorläufig nur einige chemische und Integrations-

analysen zur Verfügung. Da die Stronalithe und Kinzigitgneisse inhomogen gebändert sind, ist aus derartigen Analysen nur eine ganz beschränkte Aussage zu erwarten. Hinzu kommt, dass im Falle einer Degranitisierung die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins nicht bekannt ist, denn es fehlen Gesteinspartien, die eindeutig als reliktisch aufgefasst werden dürfen.

Unter der sehr fraglichen Voraussetzung, dass es sich bei den Stronalithen und Kinzigitgneissen der Ivrea-Zone und den Gneissen der anschliessenden „serie dei laghi" ursprünglich um im Durchschnitt isochemische Sedimentserien gehandelt hat, soll im folgenden versucht werden, die Frage der Degranitisierung etwas näher zu beleuchten. Es wäre unter dieser Voraussetzung und im Hinblick auf die von SE nach NW progressiven Metamorphosebedingungen zu erwarten, dass im Falle einer Degranitisierung von den südöstlichen zu den nordwestlichen Metamorphiten dieses Gneisskomplexes eine mehr oder weniger kontinuierliche Abnahme des mittleren SiO_2-, Alkali- und H_2O^+-Gehalts sowie eine Zunahme des Al-, Fe-, Mg- und Ca-Gehalts erkennbar wird.

Aus der Fig. 2 wird ersichtlich, dass im untersuchten Abschnitt tatsächlich eine derartige chemische Variation zu erwarten ist. Bei ungefähr gleichbleibender Konzentration der übrigen Gemengteile ist der (Granat + Erz)-Gehalt in den Stronalithen A bedeutend höher als der (Biotit + Erz)-Gehalt in den Kinzigitgneissen. Die Stronalithe B nehmen hiebei eine Zwischenstellung ein.

Was sagen die Analysen aus?

Im Variationsdiagramm (Fig. 15, S. 1088) sind in den Kolonnen 9, 10, 11 und 12 insgesamt 30 Analysen aus dem Bereich der Ivrea-Zone, in der Kolonne 13 21 Analysen aus den Gneissen der Ceneri-Zone (schweizerischer Abschnitt der „serie dei laghi") angeführt (siehe dazu die Erläuterungen auf S. 1091). Im weitern werden die 4 Analysen der Kolonne 9 ausser Betracht gelassen, da es sich hier um Kinzigitgneisse mit extremen Chemismen handelt.

Es zeigt sich, dass von den Stronalithen A (Kolonne 10) über die Stronalithe B (Kolonne 11) zu den Kinzigitgneissen (Kolonne 12) und den Gneissen der Ceneri-Zone (Kolonne 13) die Gewichtsprozente folgender Oxyde im Mittel zunehmen: SiO_2, Na_2O und K_2O. H_2O^+ steigt innerhalb den Gruppen der Ivrea-Zone an, liegt aber dann in den Gneissen der Ceneri-Zone deutlich tiefer. Der Al_2O_3-Gehalt verändert sich innerhalb den Gesteinen der Ivrea-Zone nur wenig, ist hier aber im Durchschnitt bedeutend höher als in der Ceneri-Zone. FeO zeigt dagegen unverkennbar, MgO angenähert eine fallende Tendenz, CaO nur im

Bereich der Ivrea-Zone. Es kann also gesagt werden, dass die von einer Degranitisierungstheorie gestellten chemischen Forderungen im grossen und ganzen nur, was die Stronalithe und Kinzigitgneisse im Vergleich zu den Gneissen der Ceneri-Zone anbelangt, erfüllt werden. Innerhalb der Ivrea-Zone weisen nur die modalen Verhältnisse in unserem Arbeitsgebiet auf eine chemische Variation im Sinne einer Degranitisierung von SE nach NW hin.

Dass der mittlere Chemismus der Stronalithe und der Kinzigitgneisse allein keine Angabe in Richtung der Degranitisationstheorie erlaubt, könnte zu einem guten Teil auf die viel zu geringe Zahl, insbesondere aber auch auf die regellose Auswahl der Analysen zurückgeführt werden[27]).

Die im Anhang beigegebenen Dreiecksprojektionen (Fig. 16—19) bestätigen die oben zusammengefassten Ergebnisse. Es wird hier speziell noch auf das QLM-Dreieck aufmerksam gemacht, welches den Unterschied im Quarz-Feldspat-Gehalt der Stronalithe und Kinzigitgneisse bezüglich der Gneisse der Ceneri-Zone besonders deutlich zum Ausdruck bringt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der von K. Mehnert (1959), E. Wenk (1966) und — mehr oder weniger direkt — auch von andern Autoren geäusserten Vermutung, wonach die katametamorphen Grundgebirge zu einem guten Teil aus degranitisierten Gesteinen bestehen, für das Modell der Ivrea-Zone in petrochemischer Hinsicht bisher keine begründeten Einwände entgegenstehen.

2. Genetische Deutung der quarzfreien Stronalithe

Besonderes Interesse im Rahmen des Degranitisierungs-Problems in der Ivrea-Zone verdienen die quarzfreien Stronalithe. Diese sind als Abkömmlinge der quarzhaltigen Stronalithe aufzufassen. Sie liegen diesen gegenüber in einer noch höheren Stufe des „degranitisierten" Zustandes vor, zeigen sie doch eine äusserst markante Verarmung an SiO_2 und eine starke Zunahme des Ca-, Al-, Fe- und Ti-Gehalts (vergleiche Kolonne 4 des Variationsdiagramms auf S. 1088, in welcher die Granat-Plagioklasfelse berücksichtigt sind).

Bei der genetischen Betrachtung sind die Granat-Plagioklas- und die Granat-Biotitfelse (Gruppe B 2) von den Biotit-Sillimanit-Plagioklas-

[27]) Die Kenntnis des von NW nach SE variierenden Chemismus der hier ausschlaggebenden Gemengteile Granat, Biotit und Erz könnte die Notwendigkeit chemischer Analysen für den Nachweis der Degranitisierung eliminieren, indem dann an deren Stelle nur noch Integrationsanalysen repräsentativer Gesteinstypen benötigt würden.

Granatfelsen und -gneissen ± Kalifeldspat (Gruppe B 1) zu trennen. Die Granat-Plagioklas- und die Granat-Biotit-Plagioklasfelse bezeugen auf der einen Seite in einzelnen wenigen Übergangsformen zu den quarzhaltigen Stronalithen eine enge Verwandtschaft mit diesen. Auf der andern Seite sind sie aber meist äusserst einheitlich zusammengesetzt (nur Granat und Andesin als Hauptkomponenten) und ihre hohe Mobilität und Selbständigkeit ist klar aus den diskordanten Verbandsverhältnissen abzuleiten. Zusammen mit ihrem massigen, homogenen Aussehen muss daraus geschlossen werden, dass sie einen magmenähnlichen Zustand durchlaufen haben. Es dürfte sich um total aufgeschmolzene Stronalithmaterie handeln, von der sich während oder nach dem Aufschmelzungsprozess ein granitisches Derivat abgespaltet hat, wobei eine Schmelze granatanorthositischer Zusammensetzung übrigblieb. Dieser Vorgang muss sich unter den Bedingungen der Granulitfazies abgespielt haben, wie aus der Beschränkung der Granat-Plagioklasfelse auf diesen Faziesbereich herausgelesen werden kann.

In ähnlicher Art und Weise dürften auch die Glieder der Gruppe B 1 entstanden sein, ohne dass hier aber Anlass dazu besteht, eine totale Aufschmelzung anzunehmen. Die Gebundenheit dieser degranitisierten Produkte an den unmittelbaren Kontakt der P-H-Granofelse lässt sich am besten durch eine thermische Einwirkung von der Seite dieser basischen Körper her erklären. Da die Mineralfazies der Kontaktfelse bis auf einen mehr oder weniger erhöhten Quotienten g und den vollständigen Quarz-Verlust mit derjenigen der benachbarten Stronalithe übereinstimmt, aber unverkennbar sekundäre Kornverbandsverhältnisse geprägt wurden [Palimpsest-Strukturen in Granat und Kalifeldspat, modifizierte Antiperthite (?)], muss es sich bei diesen basischen Körpern um Eruptiva handeln, die postantiperthitisch, syn- bis spätmetamorph bezüglich der metamorphen Prägung der Stronalithe intrudierten. Obschon Kontaktfelse B 1 verhältnismässig selten sind und mehrheitlich andere Kontaktverhältnisse herrschen (siehe S. 1036), ist eine Verallgemeinerung dieser Altersbeziehung zwischen den P-H-Granofels-Intrusionen und der Metamorphose der Kinzigite dadurch zu rechtfertigen, als sich die einzelnen P-H-Granofelszüge modal, texturell und strukturell kaum unterscheiden lassen. Es scheint, dass sich grössere Lager von quarzfreien Stronalithen B 1 nur am Rand der mächtigsten P-H-Granofelskörper bilden konnten. Nur hier wurden die pT-Bedingungen derart erhöht, dass Gesteinstypen entstanden, die in ähnlicher Form sonst ausschliesslich im pyroxengranulitischen Faziesbezirk auftreten ($g > 0{,}95$, granatreich; Granat-Plagioklasfelse).

II. BASISCHE GESTEINE

A. Granatfreie (-arme), hornblende- und ± pyroxenhaltige basische Gesteine (P-H- und H-Granofelse, Amphibolite)

Die Haupttypen dieser Gesteinsgruppe sind bereits von H. Huttenlocher, 1942 (P-H-„Gabbro" von Anzola) und von Schilling (Amphibolit von Nibbio und Fleckamphibolit von Albo) eingehend beschrieben worden, so dass in den folgenden Ausführungen das Schwergewicht auf abrundende Bemerkungen und auf die Beschreibung einiger zusätzlicher Typen gelegt werden soll.

1. P-H-Granofelse

Die P-H-Granofelse können vom tektonischen Standpunkt aus in drei Gruppen eingeteilt werden:

a) P-H-Granofelse B im Mantel des nördlichen Gewölbes

P-H-Granofelszüge sind im nördlichen Gewölbe nur spärlich vertreten. Sie sind geringmächtig (< 30 m) und, ausser einigen wenigen Zügen NW Cuzzago, meist granatreich und flaserig ausgebildet. Die Flasertextur ist nicht mit derjenigen der später zu besprechenden Pyriklasite B und A zu vergleichen. Sie wird nur durch die Linsenform der Hornblenden und nicht durch ganze Mineralaggregate hervorgerufen, sieht man von blastoklastischen Plagioklasansammlungen ab. Die Vorkommen beschränken sich praktisch ganz auf den äussern Gewölbemantel. Die Gesteine enthalten neben Granat braune bis rötlichbraune Hornblende sowie Klino- und Orthopyroxen. An 3 Stellen, am Aussenrand des Stronalithzuges, haben sich besonders grobkörnige Varietäten entwickelt: In der Gemischten Zone und NW dem Moncucco.

b) P-H-Granofelse A und B des Hauptzuges

Der äusserliche Aspekt der in diesem Abschnitt und nachfolgend unter c) und d) zu beschreibenden Granofelse (vom Typ des „Gabbro Anzola") wird in erster Linie durch ihre mehr oder weniger stark akzentuierte Bänderung bestimmt. Das konstante Auftreten der Hauptgemengteile Plagioklas und brauner bis bräunlich-grüner Hornblende verleihen den Gesteinen ein uniformes Aussehen, das durch die wechselnden Anteile des Ortho- und Klinopyroxens nicht wesentlich verändert wird. Die Gefüge sind stets homöogranoblastisch.

Der Granofels-Hauptzug, bei Cuzzago noch 200 m mächtig, verbreitert sich gegen NE auf $1\frac{1}{2}$ km. Seine Bänderung steht in der Val Grande monoton steil. Er enthält vereinzelt Granat-Plagioklasfelse ± Biotit, feinkörnige Pyriklasite (siehe S. 1015), insbesondere aber Stronalithlinsen, die stellenweise in sich selbst stark verfaltet sind (600 m SW Pzo. Voggia) und an die auffallend häufig Marmore assoziiert sind. Die Marmore treten auch selbständig in Form von Stöcken und Gängen auf (oberste Val Fredda, mittlere Val Balm Bert, l'Arca, R. Mulini, NW R. Balangeri).

Was die mineralogische Zusammensetzung der P-H-Granofelse des Hauptzuges anbelangt, ist festzuhalten, dass neben Klinopyroxen stets auch Orthopyroxen festgestellt wurde. Der An-Gehalt der Plagioklase beträgt am SW-Ende und am SE-Rand des Zuges (in der Val Grande) 52 bzw. 54% (je ein Schliff), im restlichen Hauptkörper aber 62% (allerdings nur 2 Schliffe).

c) P-H-Granofels A südlich A. Stavelli

Die bezüglich der Gewölbeachsenebene symmetrische Lage des P-H-Granofelses A S A. Stavelli zum Granofels-Hauptzug lässt einen ursprünglichen Zusammenhang der beiden Teile vermuten. Vom Granofels des Hauptzuges unterscheidet sich der Granofels S A. Stavelli aber rein äusserlich durch eine leicht erhöhte mittlere Korngrösse, in der mineralogischen Zusammensetzung durch (nur lagenweises?) Fehlen des Orthopyroxens.

d) P-H-Granofelse B (und A) zwischen dem Granofels-Hauptzug und dem Bereich calcithaltiger Amphibolite

Es handelt sich hier um Granofels B-(untergeordnet auch um Granofels A-)züge von einigen wenigen bis 400 m Mächtigkeit, die einen beträchtlichen Anteil am Aufbau des südlichen Gewölbes leisten. Sie sind mittel- bis feinkörnig und enthalten eine grünlichbraune bis bräunlichgrüne Hornblende. Orthopyroxen wurde, ausser in pegmatitoiden Schlieren, nur in einer von sieben untersuchten Proben angetroffen.

Im SW gleichen sich die Charaktere der aneinandergrenzenden P-H-Granofelse und Amphibolite derart stark an, dass die Differenzierung dieser Gesteine im Feld auf Schwierigkeiten stösst. Der Übergang vollzieht sich in der untersten Valle di Nibbio in einer mindestens zweifachen Wechsellagerung von 30 bis 200 m mächtigen Lagen der beiden Typen, mehrfach unterbrochen durch Kinzigiteinschaltungen.

In der Val Grande ist die Trennung Granofels/Amphibolit klarer vollziehbar, da sich hier ein 300 m mächtiger Kinzigitzug zwischen typischen Granofels und typischen Amphibolit von Nibbio legt. Vernachlässigt man einzelne geringmächtige Vorkommen calcithaltigen Amphibolits in der mittleren Valle di Nibbio und in der Val Grande oberhalb Val Piana (siehe S. 970), so kann die NW-Grenze des in der petrographischen Karte eingezeichneten Bereichs calcithaltiger Amphibolite grob gesehen gerade als südliche Begrenzung der P-H-Granofelse gewertet werden. Immerhin treten auch südlich dieser Linie noch vereinzelt P-H-Granofelse auf.

So steht auf halbem Weg zwischen Bettola und Albo, etwa 50 m vor der zweiten Bahnüberführung, unmittelbar an der Hauptstrasse ein domartig von Kinzigit überlagerter, mittelkörniger, nur undeutlich gebänderter P-H-Granofels B an. Er setzt sich aus ca. 55% Plagioklas (48% An), 30% grünlich-brauner Hornblende, 10% Klinopyroxen, 1% Erz und < 1% Titanit zusammen. Sein Korngefüge ist wie gewöhnlich mosaikartig homöogranoblastisch. Die mittlere Korngrösse schwankt zwischen 1 und 2 mm. Über dem Granofels, oberhalb dem Eisenbahntunnel und auch nach der Bahnüberführung, finden sich typische feinkörnige (feingesprenkelte), stark verfaltete Amphibolitzüge. Es wird der Anschein erweckt, als ob die von unten aufsteigende Granofels-Stirne in ihrer Umgebung eine intensive Verfaltung verursacht habe.

e) Optische Daten und Besonderheiten einzelner Minerale

I. An-Gehalt der Plagioklase

Die von uns ermittelten mittleren An-Gehalte der Plagioklase in P-H-Granofelsen liegen in zwei deutlich voneinander getrennten Intervallen von 40—55 und 60—65% An. Aus dem Steinbruch von Anzola sind aber auch An-Gehalte bis 85% bekannt (siehe Schilling, op. cit., und Huttenlocher, 1942). Höhere Werte als 65% wurden nur in einem Granofels gemessen, der an einen Kalksilikatfels grenzt und selbst ebenfalls etwas Calcit aufgenommen hat (78% An) sowie in einem schmalen H-Granofelsband inmitten des Granofels-Hauptzuges (An 70%, siehe S. 1015).

II. Granat

Dieser Komponente begegnet man am Rand der Granofelszüge, hier häufig mit Biotit zusammen sowie, homogen über den ganzen Zug verteilt, in den flaserigen P-H-Granofelsen B des Gewölbemantels. Charakteristisch ist ihr Einschlussreichtum und ihre xenomorphe Gestalt. In jenen Fällen, wo die Hornblende synantetische Ränder aufweist (siehe S. 997), ist auch der Granat manchmal kelyphitisch ausgebildet, doch beschränkt sich diese Erscheinung auf die P-H-Granofelse B des Gewölbemantels.

III. Orthopyroxen

Der Achsenwinkel $2V_x$ des Orthopyroxens wurde in 4 Dünnschliffen aus dem Granofels-Hauptzug und einem aus einem P-H-Granofels B des Gewölbemantels zu 52, 53, 55, 60 bzw. 50° bestimmt. Es handelt sich um einen Hypersthen mit schwachem bis starkem rötlich-bräunlich/grünlichem Pleochroismus. Häufig begegnet man Hypersthenkörnern, die, durch Plagioklaskörner mehr oder weniger vollständig voneinander getrennt, über grössere Bereiche (bis 4 mm²) gleich oder nahezu gleich orientiert sind. Die Fig. 9 stellt ein derartiges Überindividuum dar. Diese Erscheinung kann entweder aus der Verdrängung grösserer Hypersthenkörner durch Plagioklas oder aus dem späten, zwickelfüllenden Wachstum dieses Minerals erklärt werden. Da die einzelnen Plagioklaskörner, die vom Pyroxen umhüllt werden, ganz verschiedene Orientierung aufweisen, scheint mir die zweite Deutung wahrscheinlicher.

Fig. 9. *Hypersthen-Überindividuum* (Häuschenraster) in einem P-H-Granofels B (SD 340 B), Koord. 97140/56540. Punktiert: Hornblende; gestrichelt: Plagioklas.

Die skelettartige Wachstumsform des Hypersthens wurde in fast allen orthopyroxenführenden Granofelsen in mehr oder weniger ausgeprägter Form wiedergefunden. Es handelt sich hierbei um keine aussergewöhnliche Erscheinung in katametamorphen Grundgebirgen. So wird sie u. a. von P. Michot (1955) aus Noriten Norwegens beschrieben. In der Ivrea-Zone ist sie schon von P. Walter (op. cit.) im „Fornalegabbro" festgestellt worden.

IV. Klinopyroxen

Der Pleochroismus der Klinopyroxene ist stets stärker entwickelt als derjenige der Hypersthene. Eine Intensivierung der Absorptionsfarben macht sich aber stets in beiden Mineralen gleichzeitig bemerkbar. Gewöhnlich sind die Klinopyroxene im durchfallenden Licht bräunlich, rötlich-bräunlich oder grünlich gefärbt. Besonders in den granathaltigen Varietäten, im nördlichen Gewölbebereich, aber auch im Granofels-Hauptzug, beobachtet man stellenweise eine intensivere grünlich/rosarote Färbung. Nach H. Winkler (op. cit., p. 177) ist das Auftreten von stark pleochroitischen Hypersthenen charakteristisch für Metamorphite der Granulitfazies. Nach unsern Beobachtungen gilt diese Feststellung auch für die Klinopyroxene der P-H-Granofelse. Ein ähnlich intensiver Pleochroismus des Klino-

pyroxens wurde nur noch in den Karbonatgesteinen und Kalksilikatfelsen des NW-Teils des Untersuchungsgebietes angetroffen. Er ist nach R. Howie (in W. Pitcher und G. Flinn, 1965) auf einen stark erhöhten Al-Gehalt der Pyroxene zurückzuführen, was gut mit der Beobachtung übereinstimmt, dass er in unserem Arbeitsgebiet hauptsächlich in den granathaltigen Granofelsen entwickelt ist. Der Achsenwinkel des Klinopyroxens und dessen Auslöschungsschiefen halten sich im allgemeinen in engem Rahmen: $2V_z = 53—58°$, $\sphericalangle c/n_z = 40—47°$ (7 Dünnschliffe).

V. Hornblende, Symplektite

Der Pleochroismus der Hornblenden ist stets ausgeprägt: x = gelblich, y = rötlichbraun (seltener olivbraun oder gelblich-braun), z = olivgrün-braun, gelblichbraun oder braungrün; $x < y \gtrless z$. Ihr Achsenwinkel $2V_x$ variiert zwischen 73 und 80°, der Auslöschungswinkel c/n_z zwischen 11 und 15° (7 Schliffe). Nur vereinzelt sinkt $2V_x$ bis auf 67°; in dem schon auf S. 995 erwähnten H-Granofelsband im Granofels-Hauptzug ist er grösser als 90° (pargasitische Optik).

Die Hornblende verdrängt häufig den Klino-, seltener auch den Orthopyroxen. Dieses Wachstumsverhältnis wird noch durch die häufige Umschliessung der Pyroxene durch Hornblende betont. Deren Wachstum überdauerte offenbar dasjenige der Pyroxene. In Granofelsen des SE, die geringe Mengen an Calcit enthalten, wird die braune Hornblende in der Nähe der Karbonatkörner randlich oder gangförmig, mehr oder weniger vollständig in hellgrüne, in einem spätern Stadium in farblose Hornblende umgewandelt. Dieses dritte Umwandlungsstadium wird nur in Mikrolithen vollständig erreicht.

Eine der auffallendsten Erscheinungen in Dünnschliffbildern der P-H-Granofelse B sind synantetische Randbildungen um Hornblende *(Symplektite)*. Wo sie an diesem Mineral auftreten, stellt man sie manchmal auch um Klinopyroxen und Granat herum fest. Sie beschränken sich ganz auf die Gruppe der P-H-Granofelse B. Diese Tatsache hängt entweder damit zusammen, dass nur intermediärer Plagioklas diese Randbildungen begünstigt hat, oder aber, dass es sich bei den P-H-Granofelsen A um Intrusiva handelt, die erst nach der Zeitspanne eindrangen, in welcher diese Ränder gebildet werden konnten, also nach den P-H-Granofelsen B.

Die Fig. 45 und 47, Tafel VII, zeigen derartige Symplektite. Sie sind nicht immer in der hier abgebildeten ausgeprägten Form vorhanden, sondern haben sich öfters nur ansatzweise entwickelt und nehmen sich dann auf den ersten Augenschein hin, bei schwacher Vergrosserung, wie Mörtelkränze aus. An ihrem Aufbau sind Plagioklas auf der einen Seite und ein Mafit auf der andern Seite beteiligt, meist auch Erz in kleinen isometischen Körnchen. Der Mafit, ein Orthopyroxen, ist im allgemeinen farblos. Keulenförmig, finger- oder wurmartig steht er radial auf der Aussenfläche der Hornblendekörner.

Die Symplektite sind am häufigsten zwischen nah beieinanderliegenden Hornblendekörnern, aber auch zwischen Hornblende auf der einen Seite und Klinopyroxen, seltener Orthopyroxen, Biotit oder Granat auf der andern Seite entwickelt. Sie bilden öfters geschlossene Brücken zu diesen Gemengteilen. Demgegenüber findet man sie aber auch ohne mafischen Partner am Kontakt der Hornblende gegen Plagioklaskörner, die dann jeweilen in schmalen Apophysen in den Kelyphitrand hineingreifen und hier die Mafitkeulen als Matrix umgeben. In vielen Fällen (siehe Fig. 45 und 47) wird auf Grund ausgefranster Korngrenzen und

starken Einbuchtungen deutlich, dass sich der Symplektit auf Kosten der Hornblende entwickelt hat.

Die Symplektite treten bis zur südöstlichen Grenze der Granofelse auf, sind hier aber weniger ausgeprägt und seltener. Ihr vollkommener Erhaltungszustand als Korngrenzenbildung spricht gegen eine spätere Überarbeitung oder Überprägung und, angesichts des metamorphen Zustandes der Granofelse, für eine spätmetamorphe Entstehung dieser Reaktionsgefüge unter statischen Bedingungen. Ein Hinweis auf ihr spätmetamorphes Alter ergibt sich schon daraus, dass sie auch um Hornblendeindividuen herum auftreten, von denen man annehmen muss, dass sie sich auf Kosten von Pyroxen entwickelt haben.

Im hiesigen Institut wurde unter der Elektronen-Mikrosonde JEOL JXA-3A der in den Fig. 45 und 47, Tafel VII, erkennbare Symplektitrand untersucht. In der Fig. 10 ist die Konzentrationsverteilung der Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca und Ti in den beiden Reaktionspartnern Plagioklas und Hornblende sowie in den Reaktionsprodukten, im Orthopyroxen und Plagioklas des Symplektitrandes, dargestellt. Der semiquantitativen Auswertung der angegebenen Impulszahlen nach muss es sich beim Orthopyroxen um einen Fe-reichen Hypersthen (vermutlich um Ferro-Hypersthen) etwa der folgenden Zusammensetzung handeln: 53% SiO_2, 2% Al_2O_3, 30% FeO[28]), 14% MgO, 1% CaO. Die An-Gehalte der Plagioklase inner- und ausserhalb dem Symplektitrand unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander. Bei den Erzkörnchen des Symplektitrandes handelt es sich wahrscheinlich um Ilmenit.

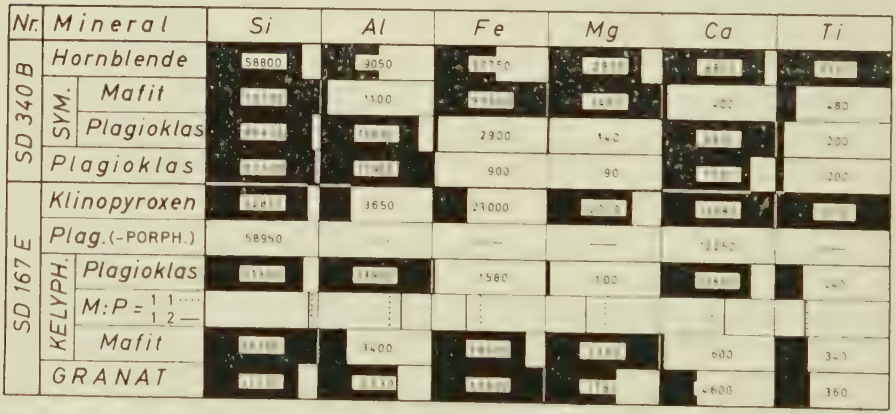


Fig. 10. *Verteilung der mittleren Impulszahlen (~Konzentrationen) von 6 Elementen in den Mineralphasen eines Symplektit- bzw. Kelyphitrandes und in den angrenzenden Mineralkörnern*, wie sie eine Analyse mit der Mikrosonde ergab. Die Länge der schwarzen Felderabschnitte entspricht der Höhe der Impulszahlen für die 6 Elemente in den verschiedenen Mineralphasen. Der höchsten Impulszahl pro Element und Probe (SD 340 B bzw. SD 167 E) wurde jeweilen ein ganzes Feld zugeordnet. (Vgl. auch Fig. 45—48, Tafel VII.)

[28]) Fe_2O_3 ist als FeO mitverrechnet. Die gelblich-braune Hornblende dürfte aus angenähert 46% SiO_2, 15% Al_2O_3, 17% FeO, 12% MgO und 11% CaO bestehen.

VI. Biotit

Biotitwachstum auf kristallographisch definierten Flächen von Hornblende und Pyroxen in allen Stadien der Entwicklung lässt auf teilweise sekundäre Entstehung dieses Minerals schliessen. Isolierte Biotitkörner und Biotit-Poikiloblasten in Granat weisen aber auch auf ihr selbständiges Wachstum hin. Somit muss für den Biotit eine Wachstumsperiode angenommen werden, welche diejenige der Hornblende noch überdauerte.

Der Biotit ist immer rötlichbraun bis rotbraun gefärbt. Er wurde, stets mit einem geringeren Volumenanteil als 4%, nur in P-H-Granofelsen B angetroffen.

f) Zusammenfassung

Die P-H-Granofelse A und B sind im Feld nicht differenzierbar. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen können sie dem An-Gehalt des Plagioklases nach in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die P-H-Granofelse A mit Plagioklasen von 60—65% An bauen den grössten Teil des Granofels-Hauptzuges auf und treten daneben nur noch S A. Stavelli und in einzelnen Zügen im Gebietsabschnitt zwischen dem Granofels-Hauptzug und den Amphiboliten auf. Sie enthalten weder Biotit noch Symplektite, wogegen diese in den Gliedern der zweiten Gruppen (40 bis 55% An), in den P-H-Granofelsen B, öfters angetroffen werden. Die P-H-Granofelse B des nördlichen Gewölbebezirks enthalten oft reichlich Granat und sind stellenweise flaserig texturiert (linsenförmige Hornblenden).

Der Mineralbestand der P-H-Granofelse verändert sich vom Gewölbemantel nach aussen und gegen SE in dem Sinn, als Orthopyroxen verschwindet und die Hornblende ihre Farbe von rötlichbraun und braun nach grünbraun oder braungrün ändert. Gleichzeitig vermindert sich die mittlere Korngrösse der Komponenten. Die Symplektite, eine spätmetamorphe Erscheinung, werden seltener und weniger ausgeprägt. Im SE verfingern sich die Granofelse mit den Amphiboliten des Typs Nibbio.

g) Schlussfolgerungen

Die Kardinalfrage, welche sich im Hinblick auf die P-H-Granofelse stellt, ist diejenige nach ihrem Ursprung. Stellen sie katametamorphe Mergel dar oder handelt es sich bei ihnen tatsächlich um Eruptiva?

Während stichhaltige Argumente für den Para-Charakter fehlen, sprechen folgende Punkte deutlich für den Eruptivcharakter:

1. Die Assoziation von P-H-Granofelsen mit typischen Amphiboliten weitab von ihrer gemeinsamen Grenze.

2. Die hornblendegranulitische Mineralfazies der P-H-Granofelse überlappt die pyroxengranulitische Fazies (siehe S. 970).
3. Die mächtige und weitgehend geschlossene Ausdehnung des Granofels-Hauptzuges sowie dessen Form.
4. Das Fehlen einer engen Wechsellagerung geringmächtiger Granofels- und Fremdgesteinsbänke (Stronalithe u. a.); statt dessen Vorkommen von relativ mächtigen, gleichgebänderten, im Dekameterbereich homogener Züge völlig gleichartigen Aspektes.
5. Das Auftreten von degranitisierten Kontaktfelsen und von Palimpsest-Strukturen in der nähern Umgebung der P-H-Granofelse (siehe S. 986 ff.).
6. Skarnartige Bildungen innerhalb dem Granofels-Hauptzug, die auf S. 1037 beschrieben werden.

Im weitern fragt es sich, wann die Granofelse als Eruptiva intrudierten. Auf S. 992 wurde bereits darauf hingewiesen, dass sie in einer späten Phase der metamorphen Prägung der Stronalithe und Kinzigite eingedrungen sein müssen. Aus dem Punkt 1 kann auch geschlossen werden, dass sie „postamphibolitisch" am heutigen Ort Platz nahmen. Zusätzlich weist aber ihre mineralfazielle Variation von NW nach SE (Verlust des Orthopyroxen-Gehalts, Farbänderung der Hornblende, Verminderung der Korngrösse) darauf hin, dass sie noch unter dem Einfluss der progressiven Regionalmetamorphose kristallisierten.

2. Basische Serie SE Val Piana (H-Granofelse)

a) Seriale Kennzeichen, Lagerungsverhältnisse

In der Val Grande setzt 20 m unterhalb der Mündung der Val Piana eine basische Gesteinsserie ein, die sich aus drei verschiedenen Gesteinstypen a, b, c von teilweise hybridem Charakter zusammensetzt. Diesen sind zwei Charakteristika gemeinsam, nämlich das Auftreten einer zweiachsig positiven (pargasitischen) Hornblende neben der zweiachsig negativen[29]) und das Fehlen von Pyroxen. Darin unterscheiden sie sich von den bisher besprochenen Basiten. In einer spätern Arbeit wird gezeigt, dass auch ihr Granat chemisch anders zusammengesetzt ist als derjenige in den P-H-Granofelsen. Alle drei Varietäten sind biotithaltig.

In der Fig. 11 sind die Lagerungsverhältnisse der basischen Serie im

[29]) Vergleiche dazu M. Bertolani (1954b): Sulla presenza di un anfibolo tipo pargasite nelle rocce ultrabasiche della Val Sabbiola (Valsesia).

Profil der Val Grande dargestellt. Von NW her kommend trifft man hier zuerst auf eine 20 m mächtige Schicht der Varietät a, eines mittel- bis grobkörnigen, biotitführenden und plagioklashaltigen Hornblendefelses. Der Plagioklas, in Schlieren oder Lagen angereichert, ist nur zu 5—10% am Aufbau dieses Gesteins beteiligt. Die makroskopisch grünlichschwarze Hornblende erreicht eine Länge von 1 cm. Ihre Elongationsrichtung ist nur schwach akzentuiert, aber doch deutlich sichtbar eingeregelt. Der Biotit liegt im Gegensatz dazu regellos verstreut im Gefüge. Es kann zwischen primären und sekundär auf Kosten der Hornblende gewachsenen Individuen unterschieden werden. Erz tritt, als einziger Übergemengteil, vor allem in den plagioklasreichen Lagen auf. In den mafitreichen Partien hält es sich feinverteilt an die Korngrenzen zwischen den Hornblenden.

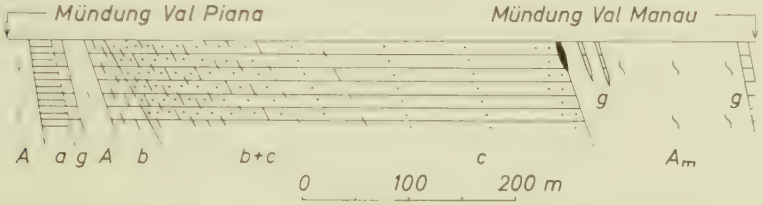


Fig. 11. *Detailprofil durch die basische Serie in der Val Grande.*

A: Stronalithe B, a: Hornblendefels (Varietät a, siehe S. 1001), b: Granat-Biotit-Hornblendefels (Varietät b), c: dunkler H-Granofels B (Varietät c), von NW gegen SE abnehmend granathaltig (punktiert), g: P-H-Granofels B (normale Ausbildung), b+c: Wechsellagerung der Varietäten b und c.

In südöstlicher Richtung geht das Gestein in normal gebänderten Granofels über. Darauf folgt ein hybrider grobflaseriger Granat-Biotit-H-Fels ± Bronzit und Plagioklas (Varietät b), der nach 20 m in eine enge schlierige Wechsellagerung mit einem dunklen, mittelkörnigen, biotitführenden Granat-H-Granofels B (Varietät c) eintritt. Gegen SE verringert sich allmählich das Teilvolumen der Varietät b. Schliesslich tritt nur noch die Varietät c auf, die, unter ständiger Verringerung des Granat-Gehalts, äusserlich „Gabbro-Anzola"-ähnlich wird. Am SE-Kontakt oberhalb der Val Manau kann in ihr keine pargasitische Hornblende mehr nachgewiesen werden. Von der Hornblende mehr oder weniger vollständig aufgezehrt, tritt hier sporadisch noch reliktischer Orthopyroxen ($2V_x = 64°$), aber immer noch kein Klinopyroxen auf. Der An-Gehalt der Plagioklase beträgt nun im Mittel 51%.

b) Merkmale einzelner Minerale

Die *pargasitische Hornblende* weist folgende optische Daten auf:

Farbe im durchfallenden Licht:	x = gelblich
	y = olivbraun (Varietät a), gelbbraun (Varietäten b, c)
	z = gelblich-grün (Varietät a), belbbraun (Varietäten b, c)
Absorption:	$x \ll y \lessgtr z$
Weitere Daten:	$2V_z = 75—87°$, $c/n_z = 13—17°$

Die *optisch negativen Körner* unterscheiden sich in der Farbe nicht von denjenigen mit pargasitischer Optik: $2V_x = 85—88°$, $c/n_z = 14{,}5°$.

Es treten *Symplektite* auf, ähnlich wie sie im vordern Abschnitt beschrieben wurden.

Die *Granate* der Varietäten b und c unterscheiden sich nicht nur ihrer Grösse nach (in b bis 5 cm gross, in a max. 5 mm), sondern auch in ihrer Wachstumsform. In der Varietät b sind sie xenomorph und einschlussreich. Sie enthalten Hornblende-, Erz- und Biotiteinschlüsse. In c dagegen beschränken sich die Einschlüsse auf Plagioklas sowie Erz, und ihr Habitus ist hypidiomorph. Auffallend oft (zumindest zu 40%) nimmt ein grosses Plagioklaskorn das Zentrum des Granats ein.

Der An-Gehalt des *Plagioklases* inner- und ausserhalb der Granatkörner ist stets derselbe. In b wurden 46 und 79%, in c 38% An gemessen. Die Plagioklaskörner sind nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwillingt.

Der *Biotit* erscheint im durchfallenden Licht dunkel-rötlichbraun (Varietät a) oder blass orange-braun (Varietäten b, c). Zum konstant auftretenden Übergemengteil Erz tritt in c noch Apatit hinzu.

c) Ausdehnung der basischen Serie

Die im NW-Drittel charakteristische Assoziation der eben beschriebenen Varietäten lässt sich im Streichen bis halbwegs gegen den Hauptgrat hin verfolgen (siehe petrographische Karte). Ihr weiterer Verlauf ist noch unklar. Ähnlichen Gesteinen begegnet man zum letzten Mal bei La Teisa.

Die H-Granofelse der südöstlichen Hälfte der basischen Serie lassen sich im Feld nicht von den normalen P-H-Granofelsen unterscheiden. Auf ihre weitere Ausscheidung auf der petrographischen Karte ist deshalb verzichtet worden. Sie lassen sich ebenfalls noch gegen La Teisa hin verfolgen. Südlich und südöstlich von diesem Punkt herrschen aber wieder P-H-Granofelse vor.

d) Zur Genese der basischen Serie

Durch ihr gemeinsames Merkmal, die pargasitische Hornblende, und in ihren Verbandsverhältnissen lassen die drei Varietäten a, b und c

eine enge genetische Verwandtschaft erkennen. Über ihre Entstehung können nur Vermutungen geäussert werden. Gewisse spezielle Mineralassoziationen dürften am ehesten auf metasomatische Prozesse zwischen Stronalith- und basischem Material zurückzuführen sein. Die Varietät a würde demnach die metamorphe, stofflich aber unveränderte Form eines Intrusivgesteins darstellen, b und c hybride Produkte, entstanden aus dem Stoffaustausch zwischen alternierenden Lagen dieses Intrusivgesteins (jetzt c) und Stronalithen (jetzt b). Der Granatgehalt der Varietät c wäre in diesem Sinn gerade ein Mass für deren Stoffaufnahme. Der aus den physikalischen Daten zu erwartende Chemismus der Granate aus b und c steht tatsächlich im Einklang mit der Annahme einer metasomatischen Entstehung dieser Gesteine. Er liegt zwischen demjenigen der Stronalithe und der H-Granofelse B, bzw. Hornblendefelse. Auch die vollständig verschiedenen Wachstumsformen des Granats in b und c unterstützen das Postulat eines intensiven Stoffaustausches zwischen diesen beiden Varietäten.

3. Amphibolite

a) Einteilung

Unter diesem Titel werden 3 Gruppen amphibolitischer Gesteine vereinigt, die, im Dissertationsgebiet noch mit Kinzigitgneissen verfingert, sich nach eigenen Beobachtungen bereits 1—2 km NE der Val Grande mit dem Granofels-Hauptzug zum kompakten „basischen Hauptgesteinszug" zusammenschliessen. Dieser enthält nurmehr schmale Lagen von Fremdgestein.

Die Verbreitungsgebiete der drei Amphibolitgruppen überschneiden sich. Zahlreiche Glieder lassen sich nicht eindeutig der einen oder andern Gruppe zuordnen. Ihrer Hauptverbreitung nach folgen sich von NW nach SE:

1. Amphibolit von Nibbio, mittel- bis feinkörnig, im allgemeinen scharf, kontrastreich und schmal gebändert, calcit-epidotführend. Er enthält stellenweise Marmorschmitzen ± Epidot sowie (bei Nibbio) Mikroklin-Granat-Diopsidlinsen und -schlieren. Von seiner Typlokalität aus zieht er in grosser Mächtigkeit zwischen La Teisa und Corte Lorenzo in die Val Grande hinüber. Seine NW-Grenze ist bereits angegeben worden (S. 995). Die südöstlichsten Vorkommen finden sich im Raum Valle Camiasca–Corte Lorenzo Val Foiera. Texturmässig stellt er ein Übergangsglied zwischen den P-H-Granofelsen und den „echten" Amphibo-

liten, wie sie unter 2 und 3 charakterisiert werden, dar. Er könnte fast ebensogut als Granofels wie als Amphibolit bezeichnet werden.

2. Feinkörnige Amphibolitvarietäten:

a) Fein-nematoblastische, feinlagige, meist sehr dunkle, gebänderte Amphibolite, selten granathaltig, im cm- bis m-Bereich häufig mit Kinzigitgneissen wechsellagernd.

b) Fein-nematoblastische, stets granatfreie Amphibolite, die im Schnitt senkrecht s / parallel b eine mehr oder weniger ausgeprägte Sprenkelung oder Fleckung aufweisen, verursacht durch diffuse, mehrere mm lange Plagioklas-Ansammlungen von ungefähr zylindrischer oder ellipsoidaler Gestalt.

Gesteine der Gruppe 2 werden, von NW her kommend, in der Val Grande erstmals etwa 50 m oberhalb der Mündung der Val Foiera, in der Valle d'Ossola 200 m NW Bettola angetroffen und treten bis über den Fleckamphibolit von Albo hinaus auf.

3. Fleckamphibolit von Albo. Er lässt sich innerhalb einem durchschnittlich 50 m mächtigen Zug, der durch mehrere Kinzigitlagen unterteilt wird, von Albo bis in die Val Grande hinein verfolgen. Im Gegensatz zum Typ 2b heben sich hier die Flecken deutlicher ab. Sie sind grösser und auch auf s gut sichtbar. Übergangstypen lassen sich jedoch nicht eindeutig einer der beiden Gruppen zuordnen.

b) Definition der calcithaltigen Amphibolite und ihre Verbreitung

Die basischen Gesteine wurden im Feld auf ihren Karbonat-Gehalt geprüft. Dies geschah mit Hilfe einer Lösung, die sich aus etwa 30% conc. HCl und 70% H_2O zusammensetzt. Die Verwendung einer derart konzentrierten Lösung gestattet den Nachweis geringster Karbonatmengen. Sie birgt aber die Gefahr in sich, dass auch sekundär aus epimetamorphen oder exogenen Umwandlungen entstandene Karbonate registriert werden. Da die Amphibolite des kartierten Gebietes nur äusserst selten derartige Umwandlungen zeigen, muss dieser Fehlerquelle hier nicht Rechnung getragen werden. Hingegen kann das nachgewiesene Karbonat mit dieser Methode nicht näher diagnostiziert werden. Eine röntgenographische Untersuchung (Pulvermethode) zweier Stichproben ergab aber, dass nur Calcit vorhanden ist.

Es stellt sich heraus, dass praktisch nur Amphibolite, wie sie bei Nibbio anstehen sowie nahe verwandte, weiter SE anschliessende Varietäten Calcit enthalten. Der Calcit-Gehalt darf als das charakteristischste

und beständigste Merkmal der Amphibolite vom Typ Nibbio gelten, weshalb als Synonym für sie der Ausdruck „calcithaltige Amphibolite" eingeführt wurde. Der Calcit-Gehalt lässt sich auch noch in der Val Grande und in der Valle Strona registrieren, wogegen andere Merkmale, wie z. B. die Mikroklin-Diopsidlinsen nur lokal (bei Nibbio) eine gewisse Bedeutung erlangen.

Das Karbonat hält sich nicht nur, wie aus der Schilderung Schillings geschlossen werden muss, in den Marmorschmitzen und in deren unmittelbarer Umgebung auf, sondern ist akzessorisch ($< 5\%$) über grössere Bereiche des Amphibolits verteilt (so z. B. E Nibbio und beim Corte Lorenzo, siehe schwarze Kreuze im Kartenbild der Tafel X). Es reichert sich in über cm-breiten Bändern an, in denen an Stelle der dunkelgrünen Hornblende blassgrüner Pyroxen tritt.

Im SE kann Calcit nur noch sporadisch festgestellt werden. Eine Unterscheidung zwischen den Amphiboliten von Nibbio und den Amphiboliten der Gruppe 2 ist deshalb im Raum Val Foiera–R. della Bettola–Bettola–Valle Camiasca, wo die beiden Arten nebeneinander auftreten, nur noch schwer durchzuführen. Der in der petrographischen Karte schraffierte Bereich calcithaltiger Amphibolite überdeckt also im SE auch noch das Verbreitungsgebiet der Amphibolite aus der Gruppe 2.

c) Der Amphibolit von Nibbio

In Ergänzung der Beschreibung dieses Gesteins durch Schilling und G. Fagnani (1947) sollen hier einige Beobachtungen angeführt werden.

Das lagenweise wechselnde Mengenverhältnis Hornblende/Klinopyroxen und (Hornblende + Klinopyroxen)/(Plagioklas + Skapolith) erzeugt eine deutliche grünlichgrau/schwarze Bänderung dieses Gesteins im mm- bis dm-Bereich. Die Grenzen zwischen diesen Lagen verlaufen oft leicht schief zur allgemeinen Paralleltextur entsprechend einer schwachen Verfingerung dieser Lagen. Sie sind mehr oder weniger stark diffus. In den hellen Lagen tritt öfters Skapolith, Epidot und als Übergemengteil meist etwas Calcit sowie in vermehrtem Mass Erz auf. Unter den beiden Mafiten herrscht Pyroxen vor. In den dunklen Lagen dagegen überwiegt die intensiv grüne Hornblende. Calcit begegnet man hier nur noch sporadisch in einzelnen kleinen Körnchen. Der Calcit-Gehalt scheint also steuernd auf das Verhältnis Hornblende/Pyroxen gewirkt zu haben.

In Dünnschliffen wird aus den intragranular implikativen Verwachsungsverhältnissen von Pyroxen und Hornblende deutlich erkennbar, dass einer der beiden Gemengteile den andern verdrängt hat, wobei in

den dunklen Partien Verdrängungsstrukturen allgemein weniger häufig auftreten als in den hellen. Leider konnten hieraus keine Hinweise dafür gefunden werden, ob Pyroxen oder Hornblende als reliktisch zu betrachten ist. Für diese Verschiebung des Gleichgewichts in der einen oder andern Richtung müssen pT-Änderungen, für das stark variierende Mengenverhältnis von Pyroxen/Hornblende aber der von Lage zu Lage ändernde Molenbruch $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ verantwortlich gemacht werden.

Der hohe Titanit-Gehalt (1—7%) und die mächtige Ausdehnung des Amphibolits von Nibbio, das Auftreten von Marmorschmitzen und Mikroklin-Granat-Diopsidlinsen, die als Xenolithe betrachtet werden können, sowie das Fehlen einer innigen Wechsellagerung mit Fremdgesteinen drängen zur Annahme, dass es sich beim Amphibolit von Nibbio, wie bereits von SCHILLING vermutet wurde, um ein hybrides Intrusivgestein handelt, dem unter dem Einfluss der Regionalmetamorphose ein metamorphes Gefüge aufgeprägt wurde.

d) Feinkörnige Amphibolitvarietäten

Als Hauptgemengteile dieser Varietäten figurieren meist nur Hornblende und Plagioklas. Klinopyroxen tritt ziemlich selten auf. Die Hornblende weist folgende optische Eigenschaften auf: $2V_x = 80 - 85°$, $c\,n_z = 9—17°$, $x < y \leqq z$, x = gelblich bis bräunlich, y = olivgrün bis grünlichbraun, z = flaschengrün bis grünlich-gelbbraun. Ständige Übergemengteile sind Biotit, Erz und Apatit. Biotit und Erz werden oft zur Nebenkomponente. Titanit ist selten, nur in einzelnen Lagen, zu mehr als 1% vertreten. Manchmal tritt Quarz als Hauptgemengteil in den Mineralbestand ein. In den südöstlichen, äusserst feinkörnigen Varietäten finden sich sporadisch regellos gewachsene Muskowitpakete. In einem der Amphibolitvorkommen, die eng mit mafitarmen Kinzigiten wechsellagern, enthalten die Plagioklase auffallend häufig Quarzeinschlüsse.

Die Gefüge der feinkörnigen Amphibolitvorkommen sind gewöhnlich nematoblastisch. Nur in wenigen Fällen finden sich rekristallisierte Mörtelkränze um Plagioklas oder stark verzahnte Korngrenzen dieses Minerals.

Die enge Wechsellagerung mit Kinzigiten und der teilweise hohe Quarzgehalt bei geringem modalem Anteil des Titanits lassen erkennen, dass einem Teil der feinkörnigen Amphibolitvorkommen Para-Charakter zuerkannt werden könnte. Wie gewöhnlich fehlen aber schlüssige Beweise für oder gegen den eruptiven Ursprung dieser Gesteine.

e) Fleckamphibolit von Albo

Eine Charakterisierung des Fleckamphibolits findet sich bei SCHILLING (op. cit., S. 511—512).

B. Hornblendearme (-freie), klinopyroxen- und ± orthopyroxen-granathaltige basische Gesteine (Pyriklasite)

1. Definition und Nomenklatur

In diese Gesteinsfamilie fallen grob- bis feinkörnige, massige, meist deutlich gebänderte Felse, die sich durch einen stark zurücktretenden modalen Hornblendeanteil ($< 25\%$, im allgemeinen $< 10\%$) auszeichnen. Sie weisen einen hetero- oder blastomylonitischen, seltener homöogranoblastischen Gefügeverband und die granathaltigen Varietäten oft zentrische Kristallisationsstrukturen auf (Kelyphite). Ihr Verbreitungsgebiet deckt sich mit demjenigen der Stronalithe A. Was ihre mineralogische Zusammensetzung anbelangt, lassen sie sich gut mit den dunklen Granuliten vergleichen, wie sie K. SCHEUMANN (op. cit.) definiert hat. Es würde deshalb naheliegen, unsere Gesteine gesamthaft gleich zu benennen. Ein Teil von ihnen ist aber derart grobkörnig und tritt in so mächtigen, geschlossenen Zügen auf (bis 200 m), dass für sie der Begriff „Pyriklasit" gewählt wurde (siehe auch S. 956—960).

Um eine Erweiterung des präzis definierten Ausdrucks Stronalith (siehe S. 961) zu vermeiden, wurde auch der Begriff „basischer Stronalith" (BERTOLANI, 1964) gemieden. Was die feinkörnigen Pyriklasite und insbesondere die orthoklas-pyroxengranulitischen Varietäten anbelangt (nicht aber die mittel- bis grobkörnigen Pyriklasite oder gar die P-H-Granofelse, ist ihre Bezeichnung als „basische Stronalithe" tatsächlich verlockend, da sie und die Stronalithe

a) denselben Existenzbereich belegen;
b) häufig miteinander wechsellagern;
c) durch Übergangsglieder miteinander verbunden sind und in ihrer Erscheinungsform derart stark konvergieren können, dass sie im Feld oft nur noch schwer voneinander zu unterscheiden sind.

Da, wie später dargelegt wird (S. 1014), die orthoklas-pyroxengranulitischen Varietäten als Stronalithe extremer chemischer Zusammensetzung angesehen werden müssen, werden sie hier denn auch als „pyroxenhaltige Stronalithe" und nicht als „Orthoklas-Pyriklasite" bezeichnet. Natürlich steckt in dieser Bezeichnung ein Widerspruch, der aber im

untersuchten Abschnitt nicht so sehr ins Gewicht fällt, da hier pyroxenhaltige Stronalithe nur selten auftreten.

2. Bezeichnung der Korngefüge im nördlichen Gewölbebezirk und deren Deutung

Die nachfolgenden Definitionen gelten für sämtliche Gesteinstypen des nördlichen Gewölbebezirks. Vollkommen undeformierte, granoblastische Gefüge fehlen hier fast ganz. Meist ist unter den Gemengteilen zumindest der Plagioklas undulös auslöschend.

Rein kataklastische oder mylonitische Gefüge treten in zahlreichen Gesteinstypen des nördlichen Gewölbebezirks, hauptsächlich aber entlang der Grenze Canavese-/Ivrea-Zone auf. Sie sind, als sekundäre Bildungen, von den blastoklastischen, heteroblastoklastischen, blastoporphyroklastischen und blastomylonitischen Gefügen zu unterscheiden, die im nördlichen Gewölbebezirk allgemein vorherrschen. Diese Gefüge-Ausdrücke wurden in praktisch unverändertem Sinn von Walter übernommen, der eingehende Strukturstudien an basischen Gesteinen betrieb. Er selbst bezeichnet damit Strukturen, die sowohl Anzeichen von Deformation als auch von Rekristallisation erkennen lassen. Er fand, dass sich alle Strukturen in den basischen Gesteinen aus ursprünglich homöogranoblastischen Kornverbänden herleiten lassen. Da die granulierten Teile deformierter Minerale in ihrer rekristallisierten Form dieselben Charakteristika aufweisen wie die Mutterkörner, und da der Modus nach der Rekristallisation nicht verändert vorliegt, betrachtet er (auch aus zahlreichen andern Beobachtungen heraus) die Deformation und Rekristallisation in Gesteinen mit blastoklastischen bis blastomylonitischen Gefügen als gleichzeitig.

Auf Grund meiner Dünnschliffstudien und anderer Überlegungen (siehe S. 1068) bin ich zum gleichen Ergebnis gekommen, mit dem einzigen Unterschied, dass meiner Meinung nach der Rekristallisationsprozess die Deformation doch in vielen Fällen noch überdauert hat, was überhaupt erst das Zustandekommen der zentrischen Kristallisationsstrukturen (Kelyphite) ermöglicht hat (siehe später, S. 1022). Die Deformation, die zur Bildung blastoklastischer bis blastomylonitischer Strukturen führte, muss aber tatsächlich unter nahe verwandten pT-Bedingungen erfolgt sein wie die Prägung des ursprünglich im homöogranoblastischen Gefügeverband vorliegenden Mineralbestandes.

In den Basiten geben sich die blastoklastischen bis blastoporphyroklastischen Korngefüge äusserlich in Form von Flasertexturen zu erken-

nen. Bei deren Entstehung muss sowohl eine Pressung senkrecht zur planaren Paralleltextur, als auch ein Stofftransport in Richtung der stark gelängten, aber stets abgeflachten Flasern stattgefunden haben.

3. Flaserige Pyriklasite B

Der innere Teil des Gewölbekerns wird zur Hauptsache von einem grobflaserigen Pyriklasit B aufgebaut. Im Gegensatz zu den übrigen Pyriklasiten enthält er keinen Orthopyroxen. Hornblende tritt höchstens als Nebengemengteil auf. Sie ist rötlich-/gelblich-braun gefärbt und schwach optisch positiv (pargasitisch). Die Klinopyroxenkörner bilden bis 2 cm lange, linsigschlierige Ultramafitaggregate, die unregelmässig verteilt in der leukokraten Grundmasse schwimmen. Diese wird aus einem heteroblastoklastischen Gewebe von Andesin aufgebaut. Die parallele Anordnung der Längsachsen der Ultramafitaggregate erzeugt eine deutliche Lineartextur, die abgeplattete Form derselben eine etwas weniger leicht erkennbare Planartextur. Diese Texturen laufen diskodant in grössere Klinopyroxenfels-Körper hinein, mit denen die Pyriklasite B in engem Verband stehen. Den Klinopyroxenfelsen begegnet man als Lagen, Gängen (die diese Lagen durchschlagen und verbinden, siehe Fig. 25, Tafel II) sowie als abgerundeten Körpern bis zu mehreren m Durchmesser oder in enger Verzahnung mit dem Flasergabbro (siehe Fig. 26, Tafel II).

Es handelt sich bei diesen Verbänden vermutlich um die durch starke Differentialbewegungen zerstörten Primärtexturen eines von ultrabasischen Lagen und Gängen durchsetzten Gabbrokörpers. Derartige Assoziations- und Verbandsverhältnisse sind für intrusive Gabbrokörper charakteristisch, weshalb ich diesen flaserigen Pyriklasiten B einen magmatischen Ursprung zuspreche. (Mineralbestand der Klinopyroxenfelse siehe S. 1030.)

Weitere Pyriklasite B trifft man auch in der Gemischten Zone im Abschnitt der Val Grande an, oberhalb der Mündung der Val Fredda[30]). Sie sind hier mylonitisch-feinflaserig ausgebildet und enthalten stellenweise grosse Granate sowie bis zu modal 10% Orthopyroxen, der grösstenteils umgewandelt und nur noch reliktisch erhalten ist. Es fehlt ihnen hier auch die charakteristische Vergesellschaftung mit Pyroxenfelsen, wie sie für die Flaser-Pyriklasite des Gewölbekerns charakteristisch ist.

---

[30]) In der Legende der petrographischen Karte wurden diese Pyriklasite B fälschlicherweise als „Pyrox.- und Pyrox.-Hbld.-Granofelse B" bezeichnet.

4. Mittelkörnige (bis grobkörnige) Pyriklasite A und Bronzit-Plagioklasfelse

Die mittelkörnigen Pyriklasite A sind auf der petrographischen Karte mit Punktsignatur auf dunklem Grund ausgeschieden. Kleine Punkte bezeichnen die normale, mittelkörnige Ausbildung, grosse Punkte den Gehalt an Granat-Idio- bzw. Xenoblasten bis zu 5 cm Durchmesser oder eine besonders grobkörnige Ausbildung. Mit den feinkörnigen Pyriklasiten A (nicht punktiert) und den Stronalithen A zusammen bilden diese Gesteine die innere Mantelhülle des nördlichen Gewölbes. Während sie innen mehr oder weniger direkt an die ultrabasische Hülle des Gewölbekerns anschliessen, sind sie gegen den umhüllenden Stronalithzug durch eine etwa 80 bis 200 m mächtige Lage von feinkörnigen Pyriklasiten A abgegrenzt. Auch innerhalb der innern Mantelhülle selbst gehen die mittelkörnigen Pyriklasite in feinkörnige über, hauptsächlich im Bereich von Stronalith-Einlagerungen, wie die petrographische Karte zeigt. Die Übergänge vollziehen sich zwar oft nur über wenige Meter, doch sind sie stets fliessend. Schematisch gesehen handelt es sich um zwei ca. 100 bzw. 200 m mächtige geschlossene Züge, getrennt durch eine schmale Stronalithlage und flankiert durch feinkörnige Pyriklasite A. Sie lassen in der Anwitterung stellenweise einen Aufbau aus zwei verschiedenen Bestandesmassen erkennen, einer rostrot anwitternden, stark granathaltigen Masse, die überwiegt, und einer granatarmen oder granatfreien Masse mit einem Anteil am Volumentotal von höchstens 15%.

Im grossen ist der inhomogen lagige bis schlierige Aufbau am besten in den vom Hauptgrat gegen N auf A. Stavelli zu verlaufenden Steilwänden zu beobachten, im Detail in Blöcken unterhalb diesen Wänden. Die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse sind mechanisch überarbeitet. Feststellbare Diskordanzen können zum grössten Teil als späte, rein mechanische Erscheinungen gedeutet werden, da zwischen den sich durchdringenden Bestandesmassen oft ein Ultramylonit-Film entwickelt ist. Zerrissene dunkle Lagen, die von blastoklastischen hellen Bestandesmassen umgeben werden, weisen aber darauf hin, dass auch die Deformation, welche die Entstehung der blastoklastischen Gefügestrukturen verursachte, zur Störung der Lagerungsverhältnisse beigetragen hat.

a) Granathaltige mittelkörnige Pyriklasite A

In diesen Gesteinen sind die typischsten heteroblastoklastischen Strukturen und Kelyphite entwickelt. In einer mehr oder weniger heterogranoblastischen, fein- und verzahntkörnigen Plagioklas-Grundmasse

schwimmen grössere Plagioklas-Porphyroklasten, xenomorphe, manchmal gelängte, einschlussarme Granate mit Kelyphitrand, Orthopyroxene sowie fachlinsig deformierte, nur randlich oder vollständig granulierte Klinopyroxene, die zur Hauptsache die mehr oder weniger diffuse flaserigschlierige Textur hervorrufen. Der Korngrösse nach folgen sich Granat (ø im allgemeinen 1–7 mm), die Plagioklas-Porphyroklasten, die Pyroxene und schliesslich die mikrolithischen Plagioklase und Pyroxene. Oft besteht ein kontinuierlicher Übergang von der Korngrösse der Mikrolithe zu derjenigen der Porphyroklasten.

Der Klinopyroxen ist im allgemeinen stärker vertreten als der Orthopyroxen, wogegen sich dieses Verhältnis in den granatarmen bis granatfreien Varietäten (siehe nächster Abschnitt) gerade umkehrt. Die An-Gehalte der Plagioklas-Grosskörner und -Mikrolithe sind einander ähnlich oder gleich (60–80%). Der schwach bräunliche Klinopyroxen weist dieselben optischen Charakteristika auf wie in den P-H-Granofelsen des Typs Anzola: $2V_z = 51–52°$, $c\,n_z = 41–46°$. Der Bronzit enthält öfters Ilmenitlamellen // (100). Sein Achsenwinkel beträgt 60—63°.

Als hauptsächlich sekundäre Bildung auf Kosten der Klinopyroxene ist eine hell-gelbbraune, seltener grünlich-braune Hornblende mit grossem negativem Achsenwinkel und geringer Doppelbrechung zu betrachten. Sie wächst, von den Korngrenzen der Klinopyroxene aus, hauptsächlich innerhalb der granulierten Pyroxenmassen. Meist ist sie nur akzessorisch vertreten, kann aber in seltenen Fällen auch zum Hauptgemengteil werden, wobei keine Anzeichen für sekundäres Wachstum mehr hervortreten[31]).

Neben Erz als Über- oder Nebengemengteil tritt in den mittelkörnigen Pyriklasiten A akzessorisch noch Hercynit (im Reaktionssaum des Granats) auf.

b) Granatfreie mittelkörnige Pyriklasite A

Diese unterscheiden sich von den im vordern Abschnitt beschriebenen Typen nicht nur durch die Abwesenheit des Granats, sondern auch durch einen höhern Plagioklas- und Bronzit-Anteil sowie, indirekt aus der Absenz des Kelyphits heraus erklärbar (siehe S. 1021), durch einen niedrigeren Erz-Gehalt und das Fehlen des Hercynits. Ihre Textur ist, wie

[31]) Dieser Fall ist in einem grobkörnigen Gesteinstyp 400 m NE A. Piazzeda verwirklicht, der homöogranoblastisch ausgebildet ist und, ausser in seinem Mineralbestand, nur noch eine entfernte Ähnlichkeit mit den mittelkörnigen Pyriklasiten A aufweist. Insbesondere fehlen ihm Kelyphite.

in den granathaltigen Äquivalenten, ebenfalls flaserig und die Struktur heteroblastoklastisch. Stellenweise trifft man auf Varietäten in stumpfen grauen Farben, die, bei richtungslos körnigem Gefüge, im Dünnschliff eine homöogranoblastisch-panxenomorphe Mosaikstruktur erkennen lassen. Sie sind dann äusserst zäh und weisen Korngrössen bis zu 4 mm auf. In dieser Ausbildungsform wurden sie an folgenden Stellen vorgefunden, von SW nach NE: 200 m SE und 200 m NE A. Sciarina, 300 m NW A. Piazzeda und im Bachlauf, der von SE her nach A. Serena hin abfällt, auf 1700 m Höhe. Da sie kontinuierlich in die flaserigen Varietäten übergehen und denselben Mineralbestand wie diese aufweisen, dürfte es sich ursprünglich um ein und dasselbe Gestein gehandelt haben, das lagenweise verschieden stark deformiert wurde. Interessanterweise fehlt eine Verzwillingung des Bronzits in den homöogranoblastischen Varietäten, die in den flaserigen Typen sehr häufig angetroffen wird. Sie dürfte also rein mechanisch zustandegekommen sein.

c) Bronzit-Plagioklasfelse ± Granat

Lagenweise nimmt der Pyroxen-Gehalt der im vordern Abschnitt beschriebenen Gesteine derart stark ab, dass es als sinnvoll erscheint, für derartige Lagen die Bezeichnung „Bronzit-Plagioklasfels" einzuführen.

Neben den mittelkörnigen, konkordanten Lagen derartiger Typen ist diese Bezeichnung besonders für ein grobflaseriges Gestein angebracht, das 700 m S A. Serena auf der Höhe 1670 m am Fuss der E-Wand des dortigen, N-S-verlaufenden Quergrates gefunden wurde. Es handelt sich um einen pegmatitähnlichen, in normal ausgebildetem, flachliegendem, mittelkörnigem Pyriklasit A steckenden Körper, dessen aufgeschlossene Kopfpartie Ausmasse von 4×6 m aufweist. Die diskordant einfallenden Planartexturen des Nebengesteins schlichten sich am mechanischen Kontakt ein. Es kann also auch hier keine Aussage über die ursprünglichen Verbandsverhältnisse mehr gemacht werden. Einzelne, bis 3 cm grosse, längliche, meist mehrfach verzwillingte Bronzite schwimmen, N-S-geregelt, in der grobkörnigen Plagioklasmasse. Sie nehmen einen Volumenanteil von etwa 8% ein. Die Plagioklaskörner (62% An) werden allseits von einem Mörtelkranz umgeben. Als Nebengemengteile treten hypidiomorpher Granat und Klinopyroxen auf. Die Granatkörner sind erst in einem Abstand von < 3 mm von Pyroxen entfernt kelyphitisch ausgebildet.

Die Übereinstimmung im qualitativen Mineralbestand, in den Charak-

teristika der einzelnen Minerale und im Korngefüge geben eine nahe Verwandtschaft zwischen den Bronzit-Plagioklasfelsen und den mittelkörnigen Pyriklasiten A zu erkennen.

5. Feinkörnige Pyriklasite A und pyroxenhaltige Stronalithe

a) Feinkörnige Pyriklasite A

Neben den im Feld deutlich hervortretenden, mittel- bis grobkörnigen Gesteinstypen, wie sie in den vordern Abschnitten beschrieben wurden, existieren mittelkörnige bis feinkörnige Typen, die sich zur Hauptsache aus Bytownit oder Labradorit und Bronzit ($2V_x = 60–65°$) zusammensetzen. Granat und insbesondere Klinopyroxen treten stark zurück und Kelyphite fehlen fast immer. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der innere Gewölbemantel, wo sie zwischen und am Rand der vorher beschriebenen Typen auftreten. Daneben findet man sie aber auch in schmalen Lagen wechsellagernd mit Stronalith A sowie in der Gemischten Zone SE Cma. Loviga.

b) Pyroxenhaltige Stronalithe

Den pyroxenhaltigen Stronalithen begegnet man hauptsächlich in der SE-Hälfte der Gemischten Zone SE Cma. Loviga sowie in ein paar wenigen Bänken im innern Gewölbemantel. Sie weisen eine durchschnittliche Korngrösse von 3 mm auf. Neben den Gemengteilen Plagioklas, Bronzit und Granat enthalten sie spindelperthitischen Kalifeldspat und Quarz als Haupt- oder Nebenkomponenten. Öfters bemerkt man Myrmekite. Neben Bronzit tritt nur in quarzfreien, dafür vermehrt plagioklashaltigen Varietäten auch noch Klinopyroxen auf. Derartige Zusammensetzungen sind häufig in Randgesteinen der Marmore entwickelt (z. B. in der obern Val Balm Bert).

Der Plagioklas ist An-ärmer als in den vorangehenden Gruppen und teilweise fleckenantiperthitisch, bemerkenswerterweise in einigen Fällen auch dort, wo kein freier Kalifeldspat mehr beobachtet wird. (Entfernung der nicht in Plagioklas eingeschlossenen Kalifeldspatphase während einem Degranitisierungsprozess?) Bronzit tritt in geringerer Menge auf als in den feinkörnigen Pyriklasiten A. Kelyphite um Granat sind höchstens in schwach entwickelter, feinfaseriger Form vorhanden.

Rein äusserlich unterscheiden sich die pyroxenhaltigen Stronalithe von den feinkörnigen Pyriklasiten A durch eine deutlich entwickelte, feine Paralleltextur, hervorgerufen durch mm-breite, extrem granulierte, feldspathaltige Quarzlagen, wie sie auch in den stark deformierten Strona-

lithen A auftreten. Der Deformationsgrad ist direkt am Zustand des Kalifeldspats abzulesen. Entweder ist dieser noch als ganzes, linsenförmiges Einzelkorn in der Grundmasse schwimmend vorhanden (wie in SD 139, Fig. 36, Tafel V) oder er liegt, bei gesteigerter Deformation des Gesteins, in ähnlich stark granulierter Form vor wie der Quarz (vgl. SD 190 A, Fig. 37, Tafel V). Das Beispiel SD 190 A, ein orthopyroxenführender Stronalith A 2, zeigt, dass der Bronzit-Gehalt in den Bänken pyroxenhaltigen Stronaliths des innern Gewölbemantels so stark absinken kann, dass die Gesteine ihre übliche Graufärbung verlieren und Stronalith A-ähnlich werden. Derartige Typen sind beim Kartieren zu den Stronalithen geschlagen worden, pyroxenreichere aber zu den feinkönigen Pyriklasiten A.

Bei der Beurteilung, ob es sich streng genommen um einen „normalen" oder um einen pyroxenhaltigen Stronalith handelt, ist natürlich die Abwesenheit bzw. das Vorhandensein des Pyroxens (oder der Hornblende) massgebend. Es zeigte sich nun aber auch, dass Sillimanit nie zusammen mit Pyroxen (oder Hornblende) auftritt. Bei einem sillimanithaltigen Gesteinstyp handelt es sich also immer um einen „normalen" Stronalith, wogegen bei sillimanitfreien Typen stets die Möglichkeit besteht, dass noch Pyroxen akzessorisch auftritt, auch wenn dieser Gemengteil makroskopisch nicht sofort erkannt wird. Diese kritische Stellung des Sillimanits erklärt sich daraus, dass in den „normalen" Stronalithen nach der Bindung von Fe^{II} und Mg an Al in Form von Granat meist noch ein Überschuss von Al vorhanden war, der zur Sillimanitbildung beigezogen werden konnte, wogegen in den pyroxenhaltigen Stronalithen der Al-Gehalt nicht ausreichte um die Totalmenge von Fe^{II} und Mg in Granat überzuführen, was sich darin äussert, dass diese Elemente dann auch noch oder ausschliesslich in Form von Bronzit ausgeschieden wurden. Im Variationsdiagramm (Fig. 15, S. 1088) geben sich die pyroxenhaltigen Stronalithe tatsächlich durch einen verhältnismässig niederen Al-Gehalt zu erkennen. Je nach dem Verhältnis des nicht an Feldspat gebundenen Al zu Fe^{II} und Mg ergeben sich also Konvergenzerscheinungen zwischen „normalen" und pyroxenhaltigen Stronalithen. Aus diesem Grund sind die pyroxenhaltigen Stronalithe hier vorläufig nicht als „Orthoklas-Pyriklasite" bezeichnet worden, was vom feldgeologischen Gesichtspunkt (siehe S. 1007) und von der Stronalith-Definition Artinis und Melzis her eigentlich wünschenswerter wäre.

Einem nicht blastomylonitisch verschieferten Äquivalent des Typs SD 190 A begegnet man im R. Crot, 150 m SE A. la Motta. Es handelt sich hier um einen hellen, sillimanitfreien, biotitführenden Granat-Kalifeldspat-Quarzfels von schlieriger, migmatitischer Beschaffenheit, der stellenweise Bronzit führt (SD 423 C). Im Gegensatz zu allen anderen, stets blastoklastischen bis blastomylonitischen pyroxenhaltigen Stronalithen aus dem Gewölbemantel weist er ein schwach verzahntes, granoblastisches Gefüge auf, in welchem neben Biotit und Granat ein flecken-

antiperthitischer Plagioklas von 28% An und spindelperthitischer oder fleckenperthitischer (sowie kombiniert spindel-/fleckenperthitischer) Kalifeldspat auftritt (siehe Fig. 8, S. 996). Myrmekite sind prachtvoll ausgebildet. Der Plagioklas stimmt im An-Gehalt von 28% auffallend gut mit demjenigen von SD 190 A (29% An) überein, doch fehlen in SD 190 A die Fleckenantiperthite.

6. Nebulite in der Val Grande

Unterhalb der Mündung der Val Balm Bert ist in der Val Grande, mitten im Granofels-Hauptzug, 150 m weit eine nebulitische Gesteinspartie aufgeschlossen, die auch in die Val Balm Bert hinauf verfolgt werden kann, deren nordöstliche Fortsetzung aber unbekannt ist. Am NW-Rand wird sie durch einen hellen, 5 m mächtigen H-Granofels A mit pargasitischer, blassbräunlich -grünlicher Hornblende begrenzt, dem seinerseits ein 4 m mächtiger korund- und rutilführender Granat-Plagioklasfels vorgelagert ist. Im SE grenzt sie mit einem 3 m breiten, plagioklasführenden Granat-Biotitfels an den anschliessenden P-H-Granofels A.

Der Nebulit ist inhomogen aus helleren und dunkleren Partien mit unregelmässiger Begrenzung aufgebaut, die einen von Ort zu Ort unterschiedlich starken Injektionsgrad widerspiegeln. Er wird von pegmatitoiden Schlieren durchschlagen, die sich lateral bis ins feinste verästeln und in Verbindung mit den femischen Bestandteilen des Nebulits treten (siehe Fig. 28, Tafel III). Sie dürften als Haupt-Förderbahnen während des Nebulitisierungs-Prozesses gewirkt haben. Überall ist nebelhaft noch die alte, steilstehende Paralleltextur zu erkennen.

Die *dunkleren Bestandesmassen* setzen sich zur Hauptsache aus Bronzit und Plagioklas, stellenweise auch noch aus Quarz und Granat sowie geringen Mengen von Klinopyroxen und Biotit zusammen. Akzessorisch tritt Apatit und Erz auf. Der Orthopyroxen ist, im Gegensatz zum Klinopyroxen, teilweise in sekundäre, faserige Umwandlungsprodukte zerfallen. Der Plagioklas, teilweise fleckenantiperthitisch oder voller Quarz-Einschlüsse, weist einen An-Gehalt von 35—38% auf.

In den *pegmatitoiden Schlieren* treten nur wenige, nahezu vollständig umgewandelte Ortho- (und Klino-?) Pyroxene auf. Sie bestehen zu gleichen Teilen aus Plagioklas (An 10—27%) und Quarz. Daneben findet sich akzessorisch Zirkon. Die Korngefüge sind stets verzahntkörnig heterogranoblastisch, wobei die pegmatitoiden Adern grobkörniger ausgebildet sind als die dunkleren Bestandesmassen.

In welchen Teilen der jetzige Mineralbestand der dunkleren Partien

noch mit demjenigen des Muttergesteins übereinstimmt, lässt sich direkt nicht erkennen. Der starke Zerfall des Orthopyroxens in den pegmatitoiden Bestandesmassen wird auch in andern Gesteinstypen beobachtet und darf deshalb nicht ohne Vorbehalt als ein Zeichen der Instabilität dieses Minerals im neuen Milieu angesehen werden. Da sonst keine reliktischen Mineralphasen beobachtet werden, dürfte sich also der alte Mineralbestand entweder vollständig den neuen Verhältnissen angepasst oder sich diesen gegenüber in seiner ursprünglichen Form als stabil bzw. metastabil erwiesen haben.

Es stellt sich die Frage, ob es sich bei diesem Gestein um eine unter Stoffzu- und -wegfuhr modifizierte P-H-Granofelspartie handelt, wie die Art der Lagerung innerhalb dem Granofels-Hauptzug vermuten lässt. Da Fleckenantiperthite wohl in den dunklen Bestandesmassen, nicht aber in den pegmatitoiden Schlieren angetroffen werden, dürfte es sich beim ursprünglichen Gestein um keinen P-H-Granofels handeln. Die P-H-Granofelse enthalten nie Fleckenantiperthite, und ein unter K-Zufuhr durch das Neosom begünstigtes Wachstum der Antiperthite ist ausgeschlossen, da sich in den reinen Fördermassen weder Kalifeldspat noch Antiperthite finden. Im Val Balm Bert grenzen auch Stronalithe A an die nebulitischen Partien und lassen so erkennen, dass es sich hier um einst ähnliche Gesteinsassoziationen gehandelt haben dürfte, wie sie im pyroxengranulitischen Faziesbereich üblich sind, nämlich um pyroxenhaltigen Stronalith versus feinkörnigen Pyriklasit A und um Stronalith A.

Migmatisierungsphänomene dieser Art fehlen im ganzen restlichen pyroxengranulitischen Faziesbezirk. Dagegen treten Adermigmatite bereits in den Stronalithen B auf. Wie kann man sich diese ungewöhnliche Erscheinung mitten im Granofels-Hauptzug erklären?

Unter der Voraussetzung, dass man den thermischen Einfluss der intrudierenden gabbroiden Magmen für die Ausstülpung des pyroxengranulitischen Bezirks im Raume des Granofels-Hauptzuges (siehe S. 970) verantwortlich macht, kann die Entstehung der Nebulite wie folgt abgeleitet werden: Die Umschliessung einer Serie von kalifeldspatarmen Stronalithen B durch die basischen Magmen des Granofels-Hauptzuges bewirkte deren Umwandlung in Stronalithe A und Granat-Plagioklasfelse. Zusammen mit dem bei diesem Umwandlungsprozess freiwerdenden Wasser spalteten sich Quarz-Plagioklas-Derivate ab, sammelten sich und infiltrierten in höher gelegene, bereits entwässerte, pyriklasitische Teile der Serie. Die im NW der Nebulitserie stockartig anstehenden Granat-Plagioklasfelse könnten als Restprodukte aufgefasst werden, die nach dem Spaltprozess zurückgeblieben sind (vgl. S. 992).

Wieweit die zu Beginn gestellte Voraussetzung tatsächlich berechtigt ist, wird am Schluss dieser und in einer nachfolgenden Arbeit diskutiert werden.

7. Kelyphite

Bis im Maximum 1 mm breite Kelyphitränder um Granat sind in den hornblendearmen basischen Gesteinen allgemein verbreitet. Sie treten aber auch, allerdings weniger ausgeprägt, in den P-H-Granofelsen des Gewölbemantels auf. Weiter aussen, sowohl gegen NW wie gegen SE, fehlen sie.

a) Strukturelle Studien, allgemeine Feststellungen

1. Die Kelyphite sind an Korngefüge gebunden, die heteroblastoklastisch sind oder zumindest geringfügige Anzeichen einer Granulierung oder Zertrümmerung der Plagioklaskörner (homöoblastoklastische Korngefüge) erkennen lassen. Nie werden sie in homöogranoblastischen Mosaikgefügen beobachtet, auch nicht dort, wo sie zu erwarten wären, z. B. inmitten der mittelkörnigen Pyriklasite (vgl. Fussnote 31 auf S. 1011). Die Kelyphitstruktur wurde nur selten deformiert. Sie tritt sogar in blastoporphyroklastischen Gefügen meist noch in vollständig unversehrter Form auf (Fig. 49, Tafel VII, und Fig. 51, Tafel VIII).

2. In blastoporphyroklastischen Gefügen treten kelyphitische Bestandteile nur innerhalb der mikrogranoblastischen Grundmasse, nie aber in den Plagioklas-Porphyroklasten -blasten auf (Fig. 51, Tafel VIII), höchstens manchmal in deren äusserster Randpartie. Grenzen grössere Plagioklaskörner direkt an den Granat, so entwickeln sich an der gemeinsamen Berührungsfläche keine Kelyphite (siehe Fig. 49, Tafel VII, und Fig. 51, Tafel VIII). Nur in wenigen Fällen wurden in blastoklastischen Gefügen Kelyphite beobachtet, die in grössere Plagioklaskörner eingebettet sind.

3. Die Kelyphite sind am kräftigsten zwischen eng beieinanderliegenden Granat-Pyroxenkornpaaren entwickelt, wobei der Mafitanteil des Kelyphits jetzt büschelförmig auf den Pyroxen zu orientiert und öfters mit diesem verbunden ist (Fig. 46, Tafel VII). Sie entwickeln sich aber nicht nur in Richtung der Mafite, sondern auch daneben vorbei. Festzuhalten ist hiebei, dass Kelyphite in hornblende- oder pyroxenfreien Gesteinstypen vollständig fehlen.

In den Granat-Bronzit-Plagioklasfelsen fehlen Kelyphite um Granatkörner, die mehr als etwa 3 mm vom nächsten Ortho-, Klinopyroxen- oder Hornblende-Korn entfernt sind (siehe S. 1012).

4. a) Es werden unversehrte Plagioklaskörner, ehemalige Granateinschlüsse, beobachtet, die inselförmig halb in einem Granatkorn und halb in dessen Kelyphithülle stecken (Fig. 50, Tafel VIII).

b) Die Granate entwickeln gegen vollständig eingeschlossene Pyroxene keinen Kelyphitsaum, wohl aber gegen unvollständig umhüllte Pyroxenkörner (allerdings auch dort nicht immer).

5. Die Kelyphite setzen sich aus Plagioklaskörnern und einem im Dünnschliff farblos (selten schwach grünlich) erscheinenden, wurmförmigen Mafit zusammen.

Eingestreut liegen Erz- und Hercynitkörnchen. In allen Fällen kann eine deutliche Kornvergröberung der Mafitwürmer von innen nach aussen konstatiert werden. Stehen sie am Granatrand noch palisadenartig dicht beieinander, so werden sie gegen aussen zunehmend breiter, entfernen sich voneinander und enden in keulenförmigen Gebilden, wenn sie nicht direkt mit einem angrenzenden Pyroxenkorn verwachsen sind. In heteroblastoklastischen Gefügen tritt der Plagioklas im Kelyphitrand ebenfalls in von innen nach aussen zunehmend grobkörnigerer Form auf und lässt sich schliesslich nicht mehr von den ausserhalb der Kelyphite anschliessenden Plagioklasmikrolithen unterscheiden. Auch die An-Gehalte sind gleich oder zumindest sehr ähnlich.

Manchmal zeigt der Kelyphitrand eine Zweiteilung: Ein feindiablastischer Innenrand wird von einer grobkörnigeren Hülle umschlossen, in welcher die einzelnen Bestandteile bereits bei 15facher Vergrösserung voneinander unterschieden werden können (Fig. 50, Tafel VIII).

6. Klinopyroxenkörner sind dort, wo sie an den Kelyphit grenzen und etwas darüber hinaus entweder von einem Kleinkornkranz aus Klinopyroxen (Fig. 46, Tafel VII) oder (nicht homoachs) von einem Reaktionssaum aus Hypersthen umgeben. Im Kleinkornkranz ist der Pyroxen manchmal in die gelbbraune Hornblende umgewandelt.

7. Grössere, durch konkave Umrisse gekennzeichnete Erzflecken, die meist entweder mit dem Kleinkornkranz der Pyroxene oder mit isolierten Pyroxenkleinkörnern sowie mit Plagioklas verwachsen sind, werden häufig an der Peripherie der Kelyphite angetroffen (Fig. 51, Tafel VIII), besonders dort, wo zwei Kelyphite aneinandergrenzen (Fig. 50, Tafel VIII).

b) Genetische Schlussfolgerungen, semiquantitative Angaben über den Chemismus der Kelyphitkomponenten

I. Kelyphite in mittelkörnigen Pyriklasiten A mit heteroblastoklastischen Korngefügen

α) Entstehungszeit

Die Feststellungen 1 und 2 stellen klar, dass die Kelyphite nach Ausbildung der blastoklastischen Strukturen entstanden sein müssen. Sie sind an diese gebunden und treten in ihnen in noch vollständig unversehrter Form auf.

In Punkt 5 wurde erwähnt, dass die Plagioklase der Kelyphite nach aussen grobkörniger werden und ohne scharfe Grenze in diejenigen der mikrolithischen Grundmasse übergehen. Gleichzeitig wird auch der Mafitanteil grobkörniger und scheint sich in grösseren Gebilden zu sammeln. Es manifestiert sich also eine vom Granat nach aussen zunehmende Rekristallisation, entsprechend dem wachsenden Zeitabschnitt, der dafür zur Verfügung stand (bedingt evtl. auch durch die während der Kelyphitisierung absinkenden p/T-Verhältnisse). Da sich die Plagioklasgefüge in der äussersten Kelyphitpartie in nichts mehr von denjenigen der

aussen anschliessenden mikrogranoblastischen Grundmasse unterscheiden, sondern kontinuierlich in diese übergehen, hat also die Rekristallisation an beiden Stellen in derselben Art, vermutlich also von derselben Zeit an gewirkt. Damit kommen wir nochmals zu den Interpretationen der Punkte 1 und 2. Die Reaktion, welche die Kelyphite hervorbrachte, wurde erst vom Moment an ermöglicht, da mikrolithischer Plagioklasmörtel zur Verfügung stand[32]). Da die Kelyphite meist undeformiert sind, fällt diese Reaktion in einen Zeitpunkt nach der Periode, in welcher die Deformation über die Rekristallisation zu dominieren vermochte. Nach dem oben Gesagten dürfte sie den Rekristallisationsprozessen in der darauffolgenden, vorwiegend statischen Periode zuzuordnen sein, die, gegenüber der Prägung des ursprünglichen, homöogranoblastischen Mineralbestandes, nun unter leicht veränderten pTx-Bedingungen vor sich ging und deshalb zu einer Neueinstellung des chemischen Gleichgewichts führte.

β) Entstehungsprozesse

Die Tatsache, dass Plagioklaseinschlüsse in Granat, unbehelligt vom vorrückenden Kelyphitrand umfahren werden (Punkt 4a) und die Vorbedingung für das Kelyphitwachstum, dass mechanisch deformierte Gefüge vorhanden sind, heben deutlich vor Augen, dass es sich bei der Kelyphitisierung um eine Reaktion in festem Zustand handelt. Offenbar hat dabei nicht nur die intra-, sondern auch die intergranulare Diffusion eine Rolle gespielt, denn nach Punkt 4b ist Kelyphitbildung nur möglich gewesen, wenn die Intergranulare zwischen Granat und Pyroxen in direkter Verbindung mit dem Intergranularnetz des Gesteins gestanden hat. Auch aus der Beobachtung, dass die Gegenwart von Pyroxen zwar eine Voraussetzung für das Kelyphitwachstum darstellt, dass aber die Pyroxenkörner verhältnismässig weit entfernt liegen können (Punkt 3), ist auf Stofftransport auf der Intergranularen über einige mm zu schliessen. Die auf null reduzierte Fähigkeit granoblastischer Gefüge, Kelyphite hervorzubringen, könnte gerade auf das hier nieder entwickelte Intergranularnetz zurückgeführt werden.

Die Kelyphitbildung ist also als Festkörperreaktion in der Assoziation Granat — Klino- oder Orthopyroxen — mikrolithischer Plagioklas auf-

[32]) Daraus erklärt sich evtl. auch der Umstand, dass Kelyphite in entsprechenden basischen Gesteinen ausserhalb dem untersuchten Abschnitt der Ivrea-Zone selten sind, falls diese Gesteine, wie der Autor vermutet, dort weniger deutliche Anzeichen blastoklastischer Deformation erkennen lassen.

zufassen, die durch Stoffwanderung auf der Intergranularen in Gang gehalten wurde. Wie die optische Untersuchung ergab, entstanden als Reaktionsprodukte: Plagioklas mit ca. gleichem An-Gehalt wie derjenige ausserhalb des Kelyphits ($\pm 5\%$), ein wurmartiger Mafit, Erz und Hercynit.

Um Anhaltspunkte für das Ausmass der Stoffwanderung und die chemische Zusammensetzung des optisch nicht sicher bestimmbaren, wurmartigen Mafits zu gewinnen, wurde eine halbquantitative Untersuchung auf der Elektronen-Mikrosonde durchgeführt. Die Fig. 46 und 48, Tafel VII, zeigen den untersuchten Bereich. Es handelt sich um einen Kelyphitrand, der aussen durch einen Kleinkornkranz eines benachbarten Klinopyroxenkorns begrenzt wird. Im Mörtelkranz sind die Pyroxenmikrolithe an wenigen Stellen in bräunliche Hornblende umgewandelt.

Es wurde die Verteilung der Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti in den Mafitwürmern und im Plagioklas des Kelyphits sowie im Granat und Klinopyroxen bestimmt. In der Fig. 10 auf S. 998 sind die durchschnittlichen Impulszählraten aus je 2 Messungen für die verschiedenen Elemente in den vier Mineralphasen graphisch dargestellt, wobei für die höchste erreichte Zahl pro Element ein ganzes Feld reserviert wurde. (Im Falle einer linearen Eichkurve durch den Nullpunkt würden damit gerade die genauen relativen Konzentrationen der Elemente in den vier Mineralphasen dargestellt.) In einem mittleren Feld sind die durchschnittlichen Zählraten für das ganze Kelyphitfeld (Plagioklas + Mafit) eingetragen und zwar für die beiden wahrscheinlichen Fälle, dass das modale Mengenverhältnis Plagioklas: Mafit (M: P) entweder 1: 1 oder 2: 1 beträgt. Die genaue Bestimmung des Mengenverhältnisses ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Das Verhältnis 2: 1 dürfte aber den wirklichen Werten am nächsten kommen.

Unter der Annahme, dass sich der Granat isovolumetrisch in den Kelyphit umgewandelt hat, ergeben sich in beiden Fällen, wie aus der Tabelle ersichtlich wird, Defizite für Si, Na und Ca sowie Überschüsse an Fe und Mg, wogegen Al sich nur wenig verändert. Bestimmungen des Brechungsindexes und der Gitterkonstanten sowie der Dichte des Granats (in späterer Arbeit publiziert) und die optische Bestimmung des Plagioklases lieferten deren ungefähre Zusammensetzung:

Granat: ca. 50% Alm, 30% Py, 20% Gro, Plagioklas: 67% An.

Es konnte somit eine improvisierte Eichkurve aufgestellt werden, mit deren Hilfe Kationen-Prozente ermittelt wurden. Eine überschlagsmässige Berechnung ergab folgende Verhältniszahlen der Kationen im defizitären und überschüssigen Stoffanteil nach der Reaktion Granat → Kelyphit (Plagioklas: Mafit = 1: 2).

Defizitärer Stoffanteil: Si: Na: Ca: Al = 35: 12: 7: 5.

Überschüssiger Stoffanteil (Verhältniszahlen auf dieselbe Basis bezogen wie beim defizitären Stoffanteil): Fe: Mg = 29: 12.

Versucht man den defizitären Stoffanteil, insbesondere das Si-Na-Defizit durch Zufuhr von Plagioklasmaterial der oben angegebenen Zusammensetzung zu decken, so ergibt sich ein neulicher Überschuss an Ca und besonders an Al. Ordnet man diesen dem ersten zu, so ergibt sich folgendes totales Kationenverhältnis des überschüssigen Stoffanteils bei der Kelyphitisierung: Fe: Al: Mg: Ca = 6: 5: 2:1. Die überschlagsmässige Berechnung des überschüssigen Stoffanteils nach der Reaktion Granat + Plagioklas → Kelyphit (Plagioklas: Mafit = 2: 1) liefert also einen

grossen Fe- und Al-Überschuss, der tatsächlich in Form von Erz (der Mikrosonden-Analyse nach handelt es sich um V-Ilmenit oder um V-Titanomagnetit) und Fe-Spinell (Hercynit) im Kelyphit selbst oder als periphere Ausscheidung desselben wiedergefunden wird. Falls es sich bei dem Erz tatsächlich um Ilmenit handelt, so ist die Herkunft des Titans noch ungeklärt.

Nach der vorliegenden provisorischen Untersuchung lässt sich die Kelyphitisierung am besten als einen Prozess darstellen, der ausschliesslich aus der Reaktion von Granat und Plagioklas heraus entstanden ist. Dass der Pyroxen nur in unwesentlichem Mass an der Reaktion teilgenommen hat, wird indirekt durch das Mengenverhältnis Erz : Hercynit bestätigt, das im Kelyphitrand meist um etwa 1 : 1 herum schwankt. Am Rand, oft in enger Verfingerung mit Pyroxenkörnern, überwiegt aber das Erz. Obschon ein primärer Erzgehalt nicht bestritten werden darf, könnte diese Tatsache darauf hinweisen, dass auch der Al-ärmere, Fe-reichere Pyroxen neben dem Granat (und dem Plagioklas) Stoff für die Kelyphitisierung geliefert hat. Hier spielt noch die Raumfrage hinein. Die Umwandlung eines bestimmten Granatvolumens in den Kelyphit ist mit einer Volumenzunahme oder einer Stoffwegfuhr verbunden. Da unter den statischen Bedingungen, wie sie für zentrische Kristallisationsstrukturen allgemein angenommen werden, mit Volumenkonstanz zu rechnen ist, muss sich der Kelyphit über die ursprünglichen Korngrenzen des Granats hinaus in das Plagioklas-Feld, und im Falle der Stofflieferung durch den Pyroxen, auch über dessen Korngrenzen hinaus entwickelt haben. Während eine derartige Überwucherung des Plagioklaskleinkorngewebes durch den Kelyphit tatsächlich festgestellt werden kann, sind Resorptionserscheinungen an Pyroxen nur selten erkennbar. Hinzu kommt, dass die Wucherung des Kelyphits auch dort um den Granat herum auftritt, wo kein Pyroxenkorn unmittelbar benachbart ist. Es ist also aus diesen Gründen von vorneherein nicht mit einer mengenmässig wesentlichen Stoffbeteiligung des Pyroxens am Kelyphitisierungsprozess zu rechnen.

γ) Chemismus des Mafits im Kelyphitrand

Da der Mafit nur halbquantitativ untersucht wurde, können keine exakten Angaben über dessen Chemismus gemacht werden. Unter Beiziehung der behelfsmässigen Eichkurve (siehe S. 1020) wurden folgende Werte ermittelt: 53% SiO_2, 9% Al_2O_3, 23% FeO (Fe_2O_3 als FeO verrechnet), 14% MgO, 1% CaO. Es muss sich diesen Daten nach um einen Al-reichen Hypersthen handeln.

II. Kelyphite in mittelkörnigen Pyriklasiten A mit homöoblastoklastischen Korngefügen

Der Plagioklasanteil dieser Kelyphite besteht nicht aus zahlreichen kleinen Körnern, die beim Drehen des Mikroskoptisches unter gekreuzten Nicols felderartig auslöschen, wie dies in den heteroblastoklastischen Gefügen der Fall ist. Die den Granat umgebenden Plagioklaskörner verfingern sich hier mit den Mafitwürmern bis in die innersten Kelyphitpartien, d. h. im Falle eines zweigeteilten Kelyphitrandes bis zum feindiablastischen innern Randsaum. Sie können sogar noch im Kelyphitbereich polysynthetisch verzwillingt sein. Es werden Übergangsstadien zu den Kelyphiten mit Plagioklas-Kleinkorngewebe, wie sie im vordern Abschnitt beschrieben wurden, beobachtet. Demnach betrachte ich die Kelyphite in homöoblastoklastischen Gefügen als rekristallisiert, derart, dass sich die wie üblich als Kleinkörner vorliegenden Plagioklase im Kelyphitrand nachträglich mit den ausserhalb des Reaktionssaums liegenden Körnern zu grösseren Individuen zusammengeschlossen haben.

III. Zusammenfassung

Kelyphite sind im nördlichen Gewölbebereich der Ivrea-Zone in mittelkörnigen Pyriklasiten A mit homöoblastoklastischen bis blastoporphyroklastischen Korngefügen weit verbreitet. Sie fehlen, wenn diese Gesteine ein homöogranoblastisches Plagioklasgefüge aufweisen.

Dünnschliffuntersuchungen und eine semiquantitative Mikrosonden-Analyse haben zu folgendem Ergebnis geführt: Die Kelyphitbildung hat in einem Moment eingesetzt, da die blastoklastische Deformation dieser Gesteine weitgehend zum Stillstand gekommen ist. Es handelt sich um eine Festkörperreaktion, bei der intragranulare aber auch intergranulare Diffusion im mm-Bereich eine grosse Rolle spielte. Sie kann auf eine Reaktion am Kontakt von Granat und granuliertem oder blastoklastischem Plagioklas zurückgeführt werden. Klinopyroxenkörner lieferten dabei, über mehr oder weniger grosse Distanz (vermutlich < 3 mm), einen mengenmässig unbedeutenden, aber für die Initierung und wahrscheinlich auch Aufrechterhaltung der Reaktion wesentlichen Stoffanteil. Als Endprodukt der Kelyphitisierung entstanden Plagioklase von ungefähr derselben Zusammensetzung wie die angrenzenden Plagioklase, ein Al-reicher Hypersthen sowie Erz und Hercynit. Die Bildung geringer Mengen brauner Hornblende ist postkelyphitisch und steht in keinem Zusammenhang mit der Kelyphitisierung.

Die äussere Begrenzung des Kelyphitrandes entspricht nicht der ur-

sprünglichen Umgrenzung des Granatkorns. Der Kelyphit muss sich über diese Umgrenzung hinweggesetzt haben, da der Kelyphitisierungsprozess mit einer beträchtlichen Plagioklas-Zufuhr verbunden ist.

c) Kelyphite und Symplektite

Ein Vergleich der Symplektite mit den Kelyphiten scheint in dem Sinn gerechtfertigt, als die Verbreitungsgebiete dieser Reaktionsprodukte in NW-SE-licher Richtung eng aneinander schliessen und beide Arten synantetischer Verwachsung um Mafite vorkommen, die sich in gewissem Sinn ersetzen. An Stelle des Granats in den mittelkörnigen Pyriklasiten A tritt, bei ähnlichem Bauschalchemismus der beiden Gesteinsarten (siehe S. 1025), im SE, in den P-H-Granofelsen B, die Hornblende. Als Reaktionspartner wirkt in beiden Fällen in erster Linie Plagioklas. An ihn wird im NW die Vorbedingung gestellt blastoklastisch ausgebildet zu sein, im SE einen An-Gehalt von 60% nicht zu überschreiten (siehe S. 997).

Da in den P-H-Granofelsen A blastoklastische Strukturen fehlen, kann das Kriterium aus dem NW hier nicht überprüft werden. Dagegen begegnet man in der Ultrabasit-Hülle des Gewölbekerns als Raritäten Pyriklasiten B, die nur undulöse Auslöschung des Plagioklases, aber keine Granulierungen vorweisen. Sie enthalten Plagioklas von 50% An. Der Granat ist hier tatsächlich stellenweise kelyphitisch, wogegen Kelyphite in modal ähnlichen Gesteinen, aber mit basischerem Plagioklas, fehlen (siehe Fussnote auf S. 1011). Das Kriterium für die Entstehung der Symplektite scheint also auch auf die Kelyphite anwendbar.

Demzufolge ist im untersuchten Abschnitt folgende kritische Regel gültig: Synantetische Bildungen zwischen Plagioklas und Granat bzw. Hornblende in Form von Kelyphiten bzw. Symplektiten kommen nur zustande, wenn der An-Gehalt der Plagioklase 60% nicht überschreitet oder wenn die Plagioklase in granulierter oder zumindest in blastoklastischer Form zur Verfügung standen.

Da die beiden Arten von Reaktionsrändern (neben der Verdrängung von Pyroxen durch Hornblende) letzte Äusserungen der Regionalmetamorphose darstellen, dürften sie in nahe beieinanderliegenden, wenn nicht sogar zusammenfallenden Zeitabschnitten entstanden sein. Denn es ist doch zu allen andern Analogien hin auffallend, dass beidemale dieselben Reaktionsprodukte erzeugt worden sind: Plagioklas und Hypersthen, wobei der Hypersthen, wie ein Vergleich der Angaben auf S. 998 und S. 1021 zeigt, in beiden Fällen chemisch sehr ähnlich zusammengesetzt sein dürfte. Im Hypersthen des Kelyphits wird, im Vergleich zu dem-

jenigen des Symplektits, nur ein bedeutend grösserer Prozentsatz des Fe^{II} durch Al ersetzt. Diese weitgehende Substitution in Orthopyroxenen ist, wie schon auf S. 996 erwähnt wurde, ein typisches Merkmal der Granulitfazies, was darauf hinweist, dass die Kelyphite tatsächlich noch unter den physikalischen Bedingungen dieser Fazies entstanden sind, wie schon aus andern Überlegungen heraus angenommen worden ist.

8. Chemismus der basischen Gesteinsgruppen

Insgesamt 55 Analysen basischer Metamorphite wurden gesammelt und nach basischen Gesteinsgruppen geordnet (siehe S. 1087 ff.): P-H- und H-Granofelse (2)[33]), Amphibolite (6), Pyriklasite (exklus. feinkörnige Pyriklasite A) (5), feinkörnige Pyriklasite A (3) und pyroxenhaltige Stronalithe (14). In einer Gruppe (8) sind verschiedenartige basische Gesteinstypen zusammengefasst (siehe S. 1094), denen rein volumenmässig in geologischer Hinsicht keine Bedeutung zukommt, und die nur der Vollständigkeit halber in die petrochemische Zusammenstellung aufgenommen wurden. Sie sollen hier nicht weiter behandelt werden.

Es zeigt sich, dass die Analysen der Gruppen 2, 5 und 6 in den Dreiecksprojektionen Felder belegen, die sich überlappen. Deshalb erstaunt es nicht, dass auch die Mittelwerte der Oxyde dieser Gruppen (siehe Variationsdiagramm und Tabelle 2 auf S. 1025) einander sehr ähnlich sind. Nur die feinkörnigen Pyriklasite A und die pyroxenhaltigen Stronalithe zeigen stärkere Abweichungen.

a) Pyroxenhaltige Stronalithe und feinkörnige Pyriklasite A

Auf die chemischen Verwandtschaftsbeziehungen der pyroxenhaltigen Stronalithe mit den gewöhnlichen Stronalithen wurde bereits auf S. 1014 hingewiesen. Die feinkörnigen Pyriklasite A weisen demgegenüber eine sehr ähnliche Zusammensetzung auf wie die Granat-Plagioklasfelse. Sie sind einzig und allein etwas Mg- und Ca-reicher sowie Fe- und Na-ärmer als diese. Mit Niggli-Werten von $si = 104{,}4$, $al = 30{,}1$, $fm = 40{,}3$, $c = 24{,}8$ und $alk = 4{,}7$ liegen sie im Mittel leicht ausserhalb des Eruptivfeldes, das in C. Burri (1959, S. 78) dargestellt ist. Es könnte sich bei den feinkörnigen Pyriklasiten A wie bei den Granat-Plagioklasfelsen ebenfalls um Restgesteine handeln. Ihr Ursprung bleibt aber unbekannt.

[33]) Zahlen in Klammern = petrochemische Gruppen-Nr., siehe Legende zu Fig. 15.

b) Mittelkörnige Pyriklasite A und P-H- sowie H-Granofelse

Dürfen die mittelkörnigen Pyriklasite A des Gewölbemantels rein chemisch als ursprüngliche Eruptiva angesehen werden?

In der nachfolgenden Tabelle ist das Analysenergebnis eines mittleren Pyriklasit-A-Typs, SD 1034 A, angegeben, wie er sich zu etwa 50% am Aufbau des innern Gewölbemantels beteiligt. Sein Modus wurde folgenderweise geschätzt (Modalanalyse durch blastoporphyroklastisches Korngefüge und bedeutenden Kelyphitanteil verunmöglicht): 50% Plagioklas (60% An), 20% Granat, 18% Klinopyroxen, 10% Orthopyroxen (exklus. Orthopyroxen des Kelyphitrandes: 5%), 2% Erz, 1% braune Hornblende (sek.), Spinell. Mit den Niggli-Werten $si = 98{,}7$, $al = 24{,}0$, $fm = 49{,}7$, $c = 22{,}8$ und $alk = 3{,}5$ liegt die Probe innerhalb dem Eruptivgesteinsfeld (C. Burri, op. cit., S. 78) und innerhalb dem Variationsbereich gabbroider Magmen, wie er in C. Burri (op. cit., S. 95) angegeben wird. Gegenüber dem Durchschnitt der Gruppe 2 und der Gruppe 5, der sie zugeordnet wurde, zeigt sie eine Erhöhung des FeO- und MgO-Gehaltes, hauptsächlich auf Kosten des CaO. Die Al_2O_3-Konzentration ist aber trotz dem

Tabelle 2. *Mittlere chemische Zusammensetzung der Gesteinsgruppen 2 (P-H- und H-Granofelse), 3 (feinkörnige Pyriklasite A), 4 (Granat-Plagioklasfelse), 5 (Pyriklasite, exklusive feinkörnige Pyriklasite A) gemäss Fig. 15 auf S. 1088 sowie Chemismus eines mittelkörnigen Pyriklasits A* (SD 1034 A) *aus dem innern Gewölbemantel* (Spektralanalyse, Analytiker H. Schwander)

	2	SD 1034 A	5	3	4
SiO_2	45,2	45,9	46,4	45,6	45,5
Al_2O_3	18,8	18,9	16,2	22,4	23,6
Fe_2O_3	3,6	0,5	2,9	1,3	0,9
FeO	7,9	11,0	9,8	8,8	10,5
MnO	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1
MgO	6,7	8,9	7,3	6,1	2,7
CaO	11,6	9,9	11,6	10,1	8,3
Na_2O	2,5	1,7	2,1	2,0	3,7
K_2O	0,5		0,3	0,2	0,3
H_2O^+	1,8	0,6	1,0	1,8	0,4
H_2O^-	0,2		0,1	0,2	0,0
TiO_2	1,2	2,0	1,4	1,8	3,9
P_2O_5	0,1		0,0	0,1	0,0
	100,3	99,7	99,2	100,6	99,9

verhältnismässig hohen Granat-Gehalt praktisch gleich derjenigen der Gruppe 2.

Nimmt man an, dass die mittelkörnigen Pyriklasite A einst P-H-Granofelse darstellten, und berücksichtigt man dabei, dass der Klinopyroxen auf Grund nahe übereinstimmender optischer Daten in den Gruppen 2 und 5 etwa gleich zusammengesetzt sein dürfte und denselben modalen Anteil beansprucht, wogegen der An-Gehalt der Plagioklase und der Erz-Gehalt in den mittelkörnigen Pyriklasiten A allgemein höher ist als in den P-H-Granofelsen, so müsste der Übergang von der Gruppe 2 zu 5 auf folgender vereinfachten Reaktionsgleichung beruhen: Hornblende → Granat + Orthopyroxen + Anorthit + Erz + H_2O. In Wirklichkeit finden wir aber keine direkten Hinweise für einen derartigen Übergang, es sei denn in Form der flaserigen, granathaltigen P-H-Granofelse B des Gewölbemantels. In diesen tritt der Granat, wie ein Vergleich mit den weiter südöstlich gelegenen homöogranoblastischen, granatfreien (-armen) Varietäten in der Fig. 2 (S. 964) zeigt, zu einem beträchtlichen Teil an die Stelle der Hornblende. Die flaserigen, granathaltigen P-H-Granofelse B könnten demnach Äquivalente der granatfreien P-H-Granofelse darstellen, die unter mechanischer Deformation und dadurch hervorgerufenem Wasserverlust mineralfaziell in Richtung auf die mittelkörnigen Pyriklasite A hin umgewandelt wurden. Der Unterschied im Deformationsgrad zwischen den flaserigen und den granatfreien P-H-Granofelsen wäre dann auf eine selektive mechanische Beanspruchung oder auf das zeitlich unterschiedliche Eindringen der beiden basischen Gruppen zurückzuführen. Es zeigt sich aber, dass der Orthopyroxen- und Erz-Gehalt sowie die Basizität des Plagioklases in den flaserigen P-H-Granofelsen B nicht in erhöhter Form vorliegen, wie es die oben angeführte Reaktionsgleichung fordert. Bei diesen Gesteinen handelt es sich also einfach um Al-reichere und vermutlich Ca-ärmere Glieder der P-H-Granofels-Gruppe, wobei im nähern nicht sicher gesagt werden kann, wie und wann sie entstanden sind.

Das Fehlen von Übergangsgliedern zwischen den mittelkörnigen Pyriklasiten A und den P-H-Granofelsen sowie der erhöhte mittlere FeO- und MgO-Gehalt der Gruppe 5 relativ zur Gruppe 2 lassen darauf schliessen, dass es sich hier nicht um ursprünglich ein und dasselbe Eruptivgestein gehandelt hat, das im nordwestlichen Gebietsabschnitt pyroxengranulitisch umgeprägt wurde, sondern dass die beiden Gruppen genetisch auseinandergehalten werden müssen. Wir werden später nochmals auf diese Interpretation zurückkommen.

c) Grobflaserige Pyriklasite B

Die grobflaserigen Pyriklasite B können, rein stofflich gesehen, eher als die flaserigen, granathaltigen P-H-Granofelse B als pyroxengranulitische Äquivalente der undeformierten, granatfreien P-H-Granofelse angesehen werden. Es fehlt aber eine chemische Analyse, welche einen zuverlässigen Vergleich gestatten würde.

d) Amphibolite

Von den Amphiboliten kann nur gesagt werden, dass sich ihr chemischer Durchschnitt und ihre stoffliche Variationsbreite gut mit denjenigen der Gruppe 2 decken. Ihr mittlerer TiO_2-Gehalt von 1,7 % ist aber höher als derjenige in den übrigen basischen Gruppen (mit Ausnahme der feinkörnigen Pyriklasite A).

III. ULTRABASISCHE GESTEINE

Im Feld lassen sich folgende vier Hauptgruppen von Ultrabasiten voneinander unterscheiden:

1. Hornblende- und Klinopyroxenfelse.
2. Olivin- und Bronzitfelse.
3. Erz-Bronzit-Granatfelse ± Klinopyroxen.
4. Granat-Biotitfelse.

Von diesen erreichen nur die Gruppen 1, 2 und 4 grössere Mächtigkeiten, so dass nur sie auf der petrographischen Karte ausgeschieden wurden.

A. Petrographische Assoziationsverhältnisse

Die Ultrabasite treten im untersuchten Gebiet in einer Vielfalt einzelner Arten auf, die eine eingehendere Bearbeitung wünschbar macht, als sie im Rahmen dieser Arbeit möglich war. Sie stehen öfters in enger Beziehung mit basischen Gesteinen des nördlichen Gewölbebezirks, was sich entweder darin äussert, dass sie sich durch Subtraktion des Plagioklas-Anteils aus denselben herleiten lassen (Klinopyroxenfelse und Pyriklasite B des Gewölbekerns, Bronzitfelse und mittelkörnige Pyriklasite A des innern Gewölbemantels) oder aber, dass sie mit ihnen verbandsmässig eng verbunden sind (ebenfalls Klinopyroxenfelse und Pyriklasite B des Gewölbekerns, Hornblendefelse und P-H-Granofelse der Gemischten Zone W A. la Piana), wobei die assoziierten P-H-Granofelse meist grobkörnig,

oft granathaltig und nur schwach gebändert sind sowie häufig eine gut erkennbare Lineartextur (linsenförmige Hornblenden) aufweisen. Daneben treten die Ultrabasite aber auch deutlich unabhängig von den basischen Gesteinen auf (z. B. ultrabasischer Zug Cma. Loviga–Val Fiorina). Meist sind sie in linsen- oder lagen-, seltener stockförmigen Serien zusammengeschlossen, in denen öfters saure Gänge (Feldspat-Pegmatite) auftreten. Im folgenden werden die wichtigsten Vorkommen aufgezählt:

1. a) Gewölbekern E A. Tre Asciot: grobkörnige Hornblendefelse.
   b) Ultrabasische Umrandung des Gewölbekerns: Klinopyroxenfelse, teilweise kalksilikatisch.
2. Umrandung des Gewölbekerns bei A. Serena: Hornblende- und Granat-Klinopyroxenfelse, teilweise kalksilikatisch, Olivinfelse, Erz-Klinopyroxen-Bronzit-Granatfelse, Marmore, Albitit-Gänge.
3. Innerer Gewölbemantel:
   a) Val Serena, 1 km ENE A. Serena: Grobkörnige Hornblendefelse in Verbindung mit grobkörnigen P-H-Granofelsen, Olivinfelse, Oligoklasit-Gänge.
   b) Südöstlicher Gewölbeschenkel: mehrfach auskeilender Bronzitfelszug mit Olivinfelslagen.
   c) Einzelne Hornblendefels-Linsen (bis zu 10 m Mächtigkeit), z. B. 150 m NW Moncucco.
4. Äusserer Gewölbemantel:
   a) Im Stronalithzug: Ultrabasit Loviga-Val Fiorina: Pyroxen-Hornblendefels, bänderweise granathaltig, Olivinfelse (stellenweise phlogopithaltig), Granat-Biotitfelse, Erz-Bronzit-Granatfelse ± Klinopyroxen, einschlussreiche Marmore, Oligoklasit- und Albitit-Gänge.
   b) Gemischte Zone:
      — E A. la Piana: Olivinfelse (unterster Zug im R. Crot phlogopithaltig), Granat-Biotitfelse, Hornblendefelse in Verbindung mit grobkörnigem P-H-Granofels ± Granat, Marmor.
      — Val Grande und Val Fredda: Hornblendefels in Verbindung mit grobkörnigem P-H-Granofels; Granat-Biotitfels, spärlich Olivinfelse, Erz-Bronzit-Granatfelse, Marmor.
      — Olivinfelszug Pzo. Proman–oberste Val Fredda.

B. Hornblende- und Klinopyroxenfelse

Es können alle Übergänge von reinen Klinopyroxenfelsen zu nahezu reinen Hornblendefelsen festgestellt werden. Je nach dem Mengenverhältnis Hornblende / Pyroxen wurden hier die Bezeichnungen Hornblende- oder Klinopyroxenfels verwendet. Da dieses Verhältnis im Feld nicht leicht abzuschätzen ist, wurde eine Unterscheidung bei der Kartierung fallen gelassen. Die Klinopyroxenfels-Vorkommen beschränken sich auf

den Gewölbekern. Hornblendefelse treten darüber hinaus auch im innern und äussern Gewölbemantel auf. Beide Gesteinsarten sind, aus einigen m Distanz gesehen, von schwarzer Farbe.

1. Hornblendefelse

P. Vogt (op. cit.) unterscheidet im Peridotitstock von Finero zwischen grünen und braunen „Hornblenditen". Die grünen „Hornblendite" stehen dort in engem Verband mit „Peridotiten", während die braunen eher zwischen „Peridotiten" und gabbroiden Gesteinen eingelagert sind. Eine derartige Gesetzmässigkeit fehlt im hier beschriebenen Untersuchungsgebiet. Sowohl grüne als auch braune Hornblendefelse sind häufig mit Olivinfelsen vergesellschaftet, derart, dass Olivinfels-Linsen wohl manchmal in Hornblendefels (z. B. in der obersten Val Grande), nie aber Hornblende- in Olivinfelsen eingeschlossen vorkommen.

In der Val Grande, 800 m E Cma. Loviga, und im Oberlauf des R. Mulini, 150 m NE Moncucco (siehe Fig. 27, Tafel II), steckt je ein 5—10 m mächtiger Hornblendefels isoliert im basischen Nachbargestein (Granat-P-H-Granofels B bzw. Pyriklasit A), deutlich diskordant zu dessen Bänderung. Leider ist in beiden Fällen nur die Kopfpartie des ultrabasischen Körpers sichtbar. Die Kontakte sind mechanisch, und da der Ultrabasit beidemale extrem heteroklastische Gefüge vorweist, muss vermutet werden, dass es sich hier um rein mechanisch in diese diskordante Lage gepresstes Material handelt.

Neben den üblichen Hauptgemengteilen Hornblende und Klinopyroxen enthalten die Hornblendefelse in der äussern Mantelhülle fast immer Granat als weitere Hauptkomponente, wogegen dieses Mineral weiter innen praktisch fehlt. Akzessorisch treten Erz und Apatit auf, manchmal auch grüner Spinell. Die braune Hornblende ist nur in seltenen Fällen optisch negativ. Eine pargasitische, im Dünnschliff blass gelbbraune Hornblende wiegt vor. In den grünen Hornblendefelsen erweist sich die braun/olivgrüne Hornblende als optisch negativ.

2. Klinopyroxenfelse

Die Klinopyroxenfelse sind im allgemeinen feinkörniger als die Hornblendefelse. Man begegnet ihnen im innern Gewölbekern in engem Verband mit flaserigen Pyriklasiten B (siehe S. 1009). Daneben treten sie aber auch weiter am Rand des Gewölbekerns lagenartig zwischen den Hornblendefelsen oder gangartig in kalkmetasomatisch veränderten Ultrabasiten auf.

Nicht nur in den Verbandsverhältnissen wird die enge Beziehung zwischen den flaserigen Pyriklasiten B und den Klinopyroxenfelsen offenbar, sondern auch im Mineralbestand. Beide enthalten Klinopyroxen, braune Hornblende (optisch negativ bis paragasitisch), Granat (im Pyriklasit $n = 1{,}777$, $a_0 = 11{,}589$, im Klinopyroxenfels $n = 1{,}773$, $a_0 = 11{,}591$) und reichlich Erz. Nur die Verhältniszahl Pyroxen/Hornblende ändert stark. Im Klinopyroxenfels ist sie allgemein grösser als im Pyriklasit. Der Granat-Gehalt der Klinopyroxenfelse erreicht stellenweise 50%, wogegen er in den Pyriklasiten 5% nie übersteigt. Oft lässt sich ein zentimeterbreiter, granatarmer Randsaum um den Pyroxenfels-Körper beobachten. Im Gegensatz zur Feststellung von P. Vogt ist hier das Granatwachstum nicht an die Gegenwart von Plagioklas gebunden. Dies gilt ganz allgemein für unsere Ultramafitite.

C. Olivin- und Bronzitfelse

Beide Gesteinstypen wittern gelbbraun an und sind im innern Gewölbemantel eng miteinander vergesellschaftet.

1. Olivinfelse

Der Mineralbestand der Olivinfelse variiert stark. Ausser Olivin ist nur noch Klinopyroxen ständig vertreten. Neben pleonast-, picotit- und chromitführenden „Lherzoliten" und „Harzburgiten" findet sich im Vorkommen 3a (siehe S. 1028) ein ca. 20 m mächtiger Amphibol-Olivinfels-Stock. Mit ihm sind grobkörnige, stellenweise pegmatitoide Hornblendefelse assoziiert, in denen bis 3 cm grosse Granate und bis 10 cm lange Hornblenden auftreten.

Phlogopit-Olivinfelse treten nur im äussern Gewölbemantel auf. Vogt erwähnt das Vorkommen von Chrompyroxen nur im phlogopitfreien Olivinfels, wogegen dieses Mineral bei uns öfters mit dem Glimmer zusammen auftritt (Phlogopit-„Lherzolite"), so z. B. SE A. la Piana. Hier finden sich als Seltenheit Plagioklase mit einem An-Gehalt von 55%, die sich in den Interstitien der Mafitkörner aufhalten.

2. Bronzitfelse

Im Gegensatz zu den Klinopyroxen- und Hornblendefelsen erscheinen die Bronzitfelse auf frisch geschlagenen Bruchflächen nicht glänzend schwarz, sondern mattgrau. Sie bestehen neben Orthopyroxen zu einem geringen Teil stets auch aus Klinopyroxen. Die Orthopyroxenkörner

($2V_x \sim 90°$) weisen meist deutliche Anzeichen mechanischer Beanspruchung auf: undulöse Auslöschung, Verbiegungen und Translation.

D. ± Klinopyroxenhaltige Erz-Bronzit-Granatfelse, ± biotit-, graphit- und plagioklasführend

Diese Gesteinstypen lassen sich im Feld oft kaum von den granatreichen Klinopyroxenfelsen unterscheiden. Ihre Mächtigkeit überschreitet nur selten die 5-m-Grenze. Sie stecken, teilweise gangartig, in den kalkmetasomatisch umgeprägten Klinopyroxenfelsen SE A. Serena und finden sich des weitern in den Ultrabasitkörpern 4a und 4b (Val Fredda). Sie sind also streng an die ultrabasischen Komplexe gebunden.

Auf Grund des Achsenwinkels $2V_x = 66°$ und des Brechungsindexes $n_z = 1{,}706$ weist der Bronzit eine Zusammensetzung von $Enstatit_{72}$-$Ferrosilit_{28}$ auf (W. Deer et al., 1963).

E. Granat-Biotitfelse

Im Gegensatz zu den Bronzit-Granatfelsen sind die Granat-Biotitfelse nicht an Ultrabasite allein, wohl aber an den pyroxengranulitischen Faziesbereich gebunden. Sie treten als bis zu 20 m mächtige Körper zwischen hornblende- und stets granathaltigen basischen oder ultrabasischen Gesteinen (P-H-Granofelsen oder Hornblendefelsen) einerseits und Stronalithen, pyroxenhaltigen Stronalithen oder Granat-Plagioklasfelsen andererseits auf. Bemerkenswert oft sind sie auch mit Marmoren vergesellschaftet, so z. B. SE A. la Piana und im Ultrabasitzug Loviga–Val Fiorina, wo sie, abgesehen von einem Vorkommen im Mittellauf des R. Mulini, ihre grösste Mächtigkeit erreichen. Alternierend mit Stronalithen und schmalen, hornblendeführenden basischen bis ultrabasischen Lagen begegnet man ihnen auch in der Val Grande, unterhalb der Mündung der Val Fredda und, nicht zu vergessen, unterhalb der Mündung der Val Piana (siehe S. 1001), hier ausnahmsweise noch im hornblendegranulitischen Faziesbezirk, allerdings auch mit abweichendem Mineralbestand (hornblendehaltig).

Das Mengenverhältnis des Granats zum mikroskopisch blutroten Biotit variiert zwischen 3 : 2 und 1 : 2. Neben diesen beiden Komponenten treten nur noch die Akzessorien Erz, Apatit und manchmal auch Graphit, Sillimanit, Kalifeldspat und Plagioklas (An $\leq 60\%$) auf. Der Sillimanit hat sich im Vorkommen des R. Mulini zu Stengeln von bis zu 3×10 mm entwickelt. Eine derartige Korngrösse dieses Minerals wird in keinem andern Gesteinstyp erreicht.

Die Granat-Biotitfelse stellen zweifelsohne Reaktionsprodukte zwischen mehr sauren, kalifeldspathaltigen und mehr basischen Gesteinstypen dar. Es ist schwierig, aus den Verbandsverhältnissen irgendwelche genauere Auskünfte über ihre Entstehungsweise zu gewinnen, da sie stets als geschlossene und scharf umgrenzte, konkordant lagernde Körper oder Lagen vorliegen. Genetisch bedeutungsvoll ist die Tatsache, dass der Nebulit der Val Grande im SE mit einem breiten Biotit-Granat-Kontakt an den P-H-Granofels des Hauptzuges anschliesst und dass in der Val Fredda ein ähnliches nebulitisches Gesteinsband innerhalb einem Granat-Hornblendefels von einem breiten Granat-Biotitfels-Saum umhüllt wird. Man kann daraus folgern, dass ein pegmatitoides (migmatitisches) Milieu an der Grenze der basischen und ultrabasischen Gesteine die Bildung der Granat-Biotitfelse förderte. Hierfür spricht auch die oft beträchtliche Korngrösse des Biotits, des Granats und des Sillimanits. Bei einer allfälligen Deutung der Entstehungsprozesse wird die schon eingangs angeführte Beobachtung mitberücksichtigt werden müssen, dass meist Hornblende im Nachbargestein vorhanden ist (ausser wenn es sich hiebei um Marmor handelt) und der angrenzende Basit immer, wenn manchmal auch nur bänderweise, granathaltig ist, wobei der Granat-Gehalt und die Korngrösse des Granats vom Kontakt weg meist kontinuierlich abnehmen.

F. Korngefüge und Texturen der ultrabasischen Gesteine

1. Hornblende-, Klinopyroxen- und Bronzitfelse

Die Korngefüge dieser Ultrabasite lassen sich, im Falle einer mechanischen Überprägung, wie bei den basischen Gesteinen stets auf einen ursprünglich homöogranoblastischen Kornverband zurückführen. Es besteht aber kein Anlass zur Annahme, dass die Deformation die sich hier abgezeichnet hat, von einer Kristallisation begleitet wurde. Die Deformation erzeugte im Gewölbekern und im innern Mantel häufig eine starke randliche Granulierung der Mafite, so dass diese im extremen Fall inselartig in einer äusserst feinkörnigen Grundmasse schwimmen, die keine Rekristallisationserscheinungen zeigt. Im äussern Gewölbemantel werden dagegen fast keine porphyroklastischen Strukturen mehr angetroffen, sondern nur noch homöogranoblastische, mehr oder weniger stark verzahnte Kornverbände. Auffallend schön polygonal sind sie im NW bei A. la Piana entwickelt, ausgerechnet an einem Ort also, der nahe der stark gestörten Grenze zwischen der Ivrea- und der Canavese-Zone liegt.

Die Hornblendefelse bestehen öfters aus Bändern, die wechselnd reich an Granat oder Hornblende sind, wodurch eine deutliche Paralleltextur erzeugt wird. Daneben erscheinen sie aber, wie die Pyroxenfelse, auch richtungslos massig.

2. Bronzit-Granat-, Granat-Biotit- und Olivinfelse

In den *Bronzit-Granatfelsen* schliessen sich die hypidiomorphen Granatkörner zu grösseren Gruppen zusammen oder bilden, eng aneinandergeschlossen, rektikularähnliche Gefüge. Es resultiert eine homöoganoblastische Struktur. Granulierungen fehlen vollständig.

In den *Granat-Biotitfelsen* dagegen sind die Glimmer stets stark verbogen. Sowohl die Granat-Biotit- als auch die Bronzit-Granatfelse sind richtungslos massig und wirken wie grobkörnige Hornfelse.

Ähnlich wie in den Hornblendefelsen erzeugen auch in den *Olivinfelsen* wechselnde Mengenverhältnisse der Mineralkomponenten manchmal eine deutlich erkennbare Bänderung. In den untersuchten Olivinfels-Proben ist meist eine ausgeprägt polygonale Pflasterstruktur entwickelt.

G. Zur Entstehung der ultrabasischen Gesteine

Da die Hornblende-, Klinopyroxen-, Bronzit-, Olivin und Erz-Bronzit-Granatfelse eng miteinander vergesellschaftet sind und sich zu grösseren Körpern zusammenschliessen, muss vermutet werden, dass sie allesamt magmatischer Herkunft sind. Unterstützt wird diese Aussage durch die häufig in ihrem Bereich auftretenden Oligoklasit-Gänge, die als Differentiationsprodukte der ultrabasischen Magmen angesehen werden können (siehe S. 1046). Weitere positive Hinweise fehlen leider ganz.

Als negativ muss die Beobachtung gelten, dass die Erz-Bronzit-Granatfelse häufig graphithaltig sind und dass Klinopyroxenfelse in der ultrabasischen Hülle des Gewölbekerns mit graphithaltigen Kalksilikatfelsen verfingert sind, worauf in einer spätern Arbeit noch zurückgekommen wird. Auf Grund dieser Beobachtungen wäre man leicht geneigt, zumindest in einem Teil der Ultrabasite ursprünglich sedimentäres Material zu vermuten. Diese Erscheinungen können aber auch auf Assimilations- oder endomorphe Prozesse ultrabasischer Magmen, evtl. auch auf eine Metasomatose unter den Bedingungen der Granulitfazies zurückgeführt werden. Der hohe Granat-Gehalt der P-H-Granofelse am Kontakt zu den Stronalithen weist jedenfalls auf derartige Prozesse hin und lässt auch den Granat-Gehalt der Hornblende- und Pyroxenfelse als

völlig normale Erscheinung im NW-Teil des untersuchten Abschnitts hervortreten.

Die Tatsache, dass in den untersuchten Ultrabasiten heteroblastoklastische Korngefüge fehlen (ausser in einem Olivinfels im R. Serena) kann nicht unbedingt als ein Hinweis auf das spätkinematische Eindringen derselben gewertet werden. Sie lässt sich ebensogut auf ein verhältnismässig hohes Rekristallisationsvermögen unter den Bedingungen der Blastokataklase zurückführen oder darauf, dass die ultrabasischen Körper den deformativen Kräften einen grösseren Widerstand entgegenzusetzen vermochten als die basischen Gesteine. Die Granulierungen in den Hornblendefelsen sind auf jene postkristallinen Bewegungen zurückzuführen, die auch die Kataklase in andern Gesteinstypen des nördlichen Gewölbezirks bewirkten.

IV. MARMORE UND KALKSILIKATFELSE

A. Allgemeiner Überblick

Die Marmore und Kalksilikatfelse am SE-Rand des Untersuchungsgebietes sind, mit Ausnahme einiger Linsen im Bachbett des Rio Val Grande, bereits von mehreren Autoren bearbeitet und detailliert beschrieben worden: Von E. Tacconi (1911), O. Camisasca (1941) und J. Papageorgakis (1961). Im folgenden soll nicht weiter auf diese südöstlichen Vorkommen eingegangen werden.

Meist nur erwähnt und selten genauer untersucht wurden hingegen die Marmorvorkommen im NW-Teil der Zone Ivrea-Verbano. Artini und Melzi beschreiben Marmore, die in basische Gesteine eingelagert sind. Auch in unserem Arbeitsgebiet finden sich die Marmore des NW-Teils nicht nur in Assoziation mit Stronalithen, sondern auch inmitten von P-H-Granofelsen (im P-H-Granofels S A. Stavelli, im Granofels-Hauptzug) und in Ultramafititen (in Granat-Biotitfels SE A. la Piana und im Ultrabasitzug Loviga/Val Fiorina), deren Paralleltexturen sie häufig gang- oder stockartig durchbrechen.

Insgesamt wurden etwa 60 Einzelvorkommen NW des Marmorzuges Candoglia-Ascona, hauptsächlich innerhalb dem granulitischen Faziesbezirk, registriert, deren Mächtigkeit zwischen einigen cm und 25 m schwankt, und von denen die wichtigsten in der petrographischen Karte eingezeichnet sind. Sie enthalten meist reichlich silikatische Gemengteile, die, in Lagen angereichert, zuweilen eine deutlich hervortretende, öfters verfaltete Bänderung erzeugen. Ihr karbonatischer Anteil besteht ge-

wöhnlich aus Calcit. Eine titrimetrische Bestimmung ergab für 4 Proben aus dem nördlichen Gewölbebezirk 23—76 Gew.-% Calcit und nur 0 bis 1.5% Dolomit. Einzig in einem phlogopitführenden Vorkommen aus einem Granat-Biotitfels (250 m SSE A. la Piana) konnten grössere Mengen an Dolomit nachgewiesen werden (40% Calcit, 41% Dolomit). Als ständiger silikatischer Hauptgemengteil tritt häufig stark bräunlich/grünlich (fassaitischer?) oder rötlich pleochroitischer Klinopyroxen auf, seltener braune Hornblende. Daneben finden sich sporadisch Kalifeldspat, Granat, Skapolith, Quarz, saurer oder basischer Plagioklas, Epidot, Erz, Graphit, Apatit und Serizit. Der Kontakt zwischen den P-H-Granofelsen und den Marmoren beschränkt sich auf einen schmalen Saum, bestehend aus Granat, Skapolith, Epidot und Titanit, wogegen die Stronalithe und Pyriklasite in der Umgebung der Marmorlinsen öfters über mehrere dm weit stark rostend anwittern und kalksilikatischen Charakter aufweisen. Allgemein kann im Reaktionshof der Marmore die Eliminierung von Sillimanit, Hornblende und Biotit beobachtet werden.

Ein hervorstechendes Merkmal der nordwestlichen Marmorvorkommen ist ihr Reichtum an silikatischen bis kalksilikatischen Einschlüssen. Es handelt sich um Fragmente des Nebengesteins, die in mehr oder weniger vollständig umgewandelter oder aufgelöster Form vorliegen. Sie häufen sich im Bereich des innern Gewölbemantels, wo sich eine starke mechanische Überarbeitung der Marmore bemerkbar macht, erkennbar an mylonitisierten Kontakten, einem Farbwechsel der Marmore von hell nach dunkelgrau bis grauschwarz und dem Auftreten von lentikulären (sonst rundlichen) Einschlüssen (250 m und 500 m SSE A. Serena sowie R. Serena, 250 m NNW Cma. Loviga, siehe Fig. 31, Tafel III). Da die Xenolithe in allen Umwandlungsstadien auf dem Wege der kalksilikatischen Umprägung vorkommen, scheidet die Möglichkeit, dass sie sedimentäre Konglomerate repräsentieren, von vorneherein aus. Es handelt sich hier um die Einschuppung von bereits kristallinem Gesteinsmaterial während einer Regionalmetamorphose, in der die Marmorlagen des nördlichen Gewölbebezirks als Scherhorizonte betätigt wurden. Dieses Bild deckt sich vollkommen mit demjenigen, wie es sich aus dem Studium der Korngefüge im nördlichen Gewölbebezirk ergeben hat. Ebenfalls übereinstimmend damit sind die Marmore innerhalb dem Granofels-Hauptzug und S A. Stavelli einschlussärmer oder einschlussfrei. In einigen Einschlüssen erkennt man im Falle unvollständiger Umwandlung noch die alte Paralleltextur. Öfters sind sie aber auch konzentrisch aus einzelnen Kalksilikatschalen aufgebaut, in denen sich gewisse Minerale fraktioniert anreichern.

B. Zur Genese der Marmorgänge in P-H-Granofelsen und Ultrabasiten

Es fällt auf, dass die Marmore in Basiten oder Ultrabasiten stets nur dort deutlich diskordant lagern, wo ihnen weder Stronalithe noch andere Gesteinsarten angegliedert sind. Das kann als Argument dafür gewertet werden, dass diese bis 10 m mächtigen Gänge und Stöcke durch Auspressen von konkordanten Marmorlagen in Schwächezonen der P-H-Granofelse und Ultrabasite zustandegekommen sind. Das schönste Beispiel für einen Marmorgang bietet sich in der Val Grande, am obern Ausgang der Schlucht bei L'Arca dar (siehe Fig. 29, Tafel III). Besser zugänglich ist ein stockartiges Vorkommen 500 m S A. Stavelli.

Die Vorstellung eines nur passiven Eindringens der Marmore in quasifestem Zustand kann nicht so leicht mit den Verhältnissen in Vereinbarung gebracht werden, wie sie sich in zwei Bachaufschlüssen des Ultrabasitzuges Loviga/Val Fiorina in der obersten Val Grande und in der untersten Val Fiorina darbieten. Hier verfingert sich ein fluidaltexturierter Marmor, äusserst reich an verschiedenartigen Einschlüssen, in den ultrabasischen Gesteinszug hinein und schneidet die Paralleltextur der angrenzenden Stronalithe A mehrfach diskordant an. Es wird auf den ersten Augenschein hin der Eindruck erweckt, als ob das karbonatische Material in magmenähnlichem Zustand eingedrungen sei. Bereits V. Novarese (1931, S. 52) hat die Möglichkeit ins Auge gefasst, dass es sich bei den Marmoren der Ivrea-Zone allgemein um Karbonatite im Sinne von W. Brogger (1921) handeln könnte. Es soll in einer spätern Arbeit auf Grund einer Detailstudie diese Möglichkeit für den Fall des Marmors in der Val Fiorina/Val Grande überprüft werden. Da die bereits mehrfach erwähnte *kalkmetasomatische Umprägung der Ultrabasite* am Rand des Gewölbekerns gewisse Rückschlüsse auf die Entstehungsweise einiger markanter Einschlüsse des erwähnten Marmors zulassen, wird auch sie erst in dieser spätern Arbeit zur Sprache kommen.

V. SPEZIELLE GESTEINSTYPEN

A. Übergangsgesteine zwischen P-H-Granofelsen und Stronalithen

Zwischen P-H-Granofelsen und Stronalithen (seltener zwischen Amphiboliten des NW und Stronalithen bzw. Kinzigitgneissen) ist der Kontakt meist nicht scharf. Es lässt sich ein mehr oder weniger kontinuierlicher Übergang vom einen Gesteinstyp zum andern beobachten, der sich innerhalb einer Distanz von 5 —100 cm quer zum Streichen vollzieht. Der P-H-Granofels wird gegen den Kontakt hin granathaltig, rasch feinkörniger und nimmt, unter gleichzeitiger Verarmung an

Hornblende Biotit auf, wobei sich der Pyroxen-Gehalt vorerst nicht verändert, später aber, nachdem die Hornblende längst eliminiert ist, rasch auf null absinkt.

Derartige Übergänge lassen sich z. B. am SE-Rand des Granofels-Hauptzuges in der Val Grande sowie an zahlreichen P-H-Granofelszügen NE Cuzzago feststellen. Es existieren also feinkörnige, pyroxengranulitische Übergangstypen, die im wesentlichen aus teilweise antiperthitischem Plagioklas, Ortho-, Klinopyroxen und Granat bestehen und wechselnde Mengen von Biotit, Hornblende, Quarz und manchmal Graphit enthalten.

Nach T. Barth (1939, S. 342) stellen die P-H-Granofelse und die Stronalithe also „nichtkongressible Gesteine" dar, die in sich, aber nicht an ihrer gemeinsamen Grenze stabil sind. Die gesteigerten pT-Bedingungen des hornblendegranulitischen Faziesbezirks haben an dieser Grenze zu einem Stoffaustausch geführt, der unter mesometamorphen Bedingungen ausbleibt (metastabile Zustände?) oder sich in engen Grenzen hält.

B. Klino- und/oder orthopyroxen-, stellenweise granat- und quarzhaltige Biotitgneisse ± Hornblende im Bezirk der Amphibolitfazies

Gesteine dieser Art sind selten, geringmächtig (3—10 m) und nicht an den Kontakt mit basischen Gesteinen gebunden. Da sie sich praktisch nur im Pyroxen- oder Hornblende-Gehalt von den Kinzigitgneissen unterscheiden, und da dieser meist gering ist, wurden sie wohl mehrheitlich übersehen. Sie sind nur in der Val Grande zwischen der Basischen Serie und der Mündung des R. Bue angetroffen worden. Wie die Fig. 2 zeigt, variiert ihr Mineralbestand genau analog demjenigen der basischen Gesteine.

C. Granat-Dioritgneiss

In der Valle di Nibbio ist am W-Rand des Bachbettes, auf der H. 760 m, ein 3 m mächtiger Gneiss dioritischer Zusammensetzung angetroffen worden. Er besteht zur Hauptsache aus Plagioklas von 44% An sowie aus Biotit, der im durchfallenden Licht einen extremen Pleochroismus aufweist: x = gelblich, y und z = dunkelrötlich-braun oder -olivgrün (nahezu opak). Der Biotit enthält viel Ti ($\sim 7\%$ TiO_2). Daneben tritt als Nebengemengteil idiomorpher bis hypidiomorpher Granat auf, Erz und akzessorisch Apatit.

Derartige Gesteinstypen dürften auch an andern Stellen auftreten, doch werden sie, wie diejenigen der Gruppe 8, leicht als Kinzigitgneisse taxiert und daher wohl meist übersehen.

D. Apatitführende Erz-Spessartinfelse, bänderweise klinopyroxen-, quarzhaltig und hypersthenführend („Gondite")

In der Val Balm Bert, zwischen 800 und 900 m Höhe, und in der Val Grande, einige m oberhalb der Mündung der Val Piana, liegen mehrere grosse Blöcke eines skarnartigen Gesteins, das sich aus Granat und Erz als ständigen Komponenten und bänderweise wechselnden Mengen aus Klinopyroxen und Quarz zusammensetzt. In den Blöcken der Val Grande (siehe Fig. 30, Tafel III) ist erkennbar, wie

sich die skarnartigen Felse als konkordante, bis 50 cm breite Lagen entweder direkt an P-H-Granofels anlehnen oder zwischen helleren, kalksilikatischen Bändern dieses Gesteins verlaufen. Ihre maximale Mächtigkeit muss die m-Grenze überschreiten, wie die Blöcke in der Val Balm Bert bezeugen.

Im Schuttkegel des R. Mulini NW Cuzzago treten die Erz-Granatfelse in den Geröllen als 30—40 cm mächtige Linsen auf. Sie grenzen gewöhnlich mit einem granatarmen Saum von Klinopyroxen gegen den umschliessenden P-H-Granofels und enthalten einzelne Linsen oder einen Kern aus demselben Material wie der Saum.

Ähnliche Bildungen wurden anstehend nur zwischen dem R. Balangeri und dem R. Pianezza auf der H. 710 m (oberhalb dem Steinbruch) in schlieriger Form am N-Kontakt eines 50 m mächtigen Zuges aus P-H-Granofels B vorgefunden, hier aber mit Plagioklas zusammen und ohne Erzanreicherung. Es besteht somit keine Gewähr dafür, dass hier Granat derselben eigenartigen Zusammensetzung auftritt, wie er für die Erz-Granatfelse charakteristisch ist (s. u.). Dasselbe gilt für ähnliche Bildungen im Amphibolit vom Typ Nibbio.

Im folgenden werden die Charakteristika der Gemengteile dieser Felse in der Val Balm Bert und in der Val Grande wiedergegeben.

Der xenomorph ausgebildete *Granat* weist die geringste Korngrösse unter sämtlichen Komponenten auf (im Mittel 0,05 mm). Er ist äusserlich rostrot (10 R 4/4)[34], im Dünnschliff orangerot (10 R 5/6). Seine physikalischen Konstanten betragen in einem pyroxenarmen Erz-Granatband in der Val Grande: $n = 1{,}791_5 \pm 0{,}001$, $a_0 = 11{,}684 \pm 0{,}011$, $d = 4{,}028 \pm 0{,}006$. Er enthält 11,6% FeO und weist somit, nach den Diagrammen von Winchell (1958) folgende Zusammensetzung auf: 43% Sp, 28% Gro, 35% Alm, 4% And. Damit fällt er in die Gruppe XXVII der von E. Tröger (1960) ausgearbeiteten Granat-Klassifikation, in welcher Granate aus Gonditen und ähnlichen Kalksilikatfelsen zusammengefasst werden.

Beim *Erz* handelt es sich, wie röntgenographisch festgestellt wurde, zum weitaus überwiegenden Teil aus Magnetit. Er tritt in unregelmässig begrenzten, bis 8 mm grossen Körnern auf. Neben ihm macht sich eine weitere Erzkomponente bemerkbar, die nicht identifiziert werden konnte. Der Erzgehalt kann bis auf 20 Vol-% ansteigen.

Der *Pyroxen* erscheint äusserlich dunkelgrün, im durchfallenden Licht leicht grünlich/rötlich pleochroitisch. Seine Auslöschungsschiefe beträgt 43°, sein Achsenwinkel ca. 60—65°, $n_x = 1{,}694 \pm 0{,}003$, $n_z = 1{,}720 \pm 0{,}003$. Er ist häufig parallel (100) lamellar verzwillingt.

Rötlich gefärbter *Hypersthen* ist nur akzessorisch vertreten, wogegen *Apatit* manchmal Nebengemengteil wird.

Granatsäume zwischen Silikatmarmoren und P-H-Granofelsen sind in unserem Gebiet nichts ungewöhnliches. Der hohe Magnetit- und der Quarz-Gehalt sowie das Überwiegen der Spessartin-Komponente im Granat unterscheidet die Erz-Granatfelse aber von den gewöhnlichen Granat-Reaktionsrändern, wie sie sonst zwischen den P-H-Granofelsen und den Marmoren auftreten. Es dürfte sich hier um ein exomorphes Produkt handeln, einen Skarn, welcher auf die magmatische Herkunft der P-H-Granofelse, an die er gebunden ist, hinweist.

[34]) Rock Color Chart, Nat. Res. Council, Washington, 1948.

E. Serpentinite und Talkschiefer

Serpentinite und Talkschiefer sind als bis zu 3 m mächtige Linsen in den äussern Gewölbemantel, vorwiegend in die Dachpartien des Gewölbes, eingebettet (einzelne Serpentinite auch im Aussenbezirk des Gewölbekerns bei A. Serena). Sie können am besten an der Mulattiera studiert werden, die von der A. della Colma auf den Pzo. Proman führt, die Serpentinite 350 m NNW dem Monucco, die Talkschiefer 150 m NW dem Punkt 2020.

F. Strahlige Bronzitaggregate

Unter den Bachgeröllen der untersten Val Fredda finden sich als Seltenheit grünlichgraue Knollen, die aus Bronzitstengeln in radialstrahliger Anordnung aufgebaut werden. Die Bronzitindividuen erreichen eine Länge von 3 cm und weisen einen opt. Achsenwinkel von 2 V $\sim 90°$ auf. Äusserlich gleichen sie aufs Haar den „Enstatit"-Felsen aus der mesozoischen Trennzone Simano-Leventina im Tessin, die zusammen mit Biotitfelsen in Blöcken S Loderio angeschlagen werden können. Zweifelsohne stammen die Bronzitfelse der Val Fredda aus dem ultrabasischen Zug Loviga–Val Fiorina und dürften dort interessanterweise ebenfalls mit biotitreichen Mafititen, Granat-Biotitfelsen, assoziiert sein.

VI. VERERZUNGEN

In die petrographische Karte sind Stellen starker Vererzung eingezeichnet worden. Auffallend ist deren Affinität zu Gesteinen, die kalksilikatische Zusammensetzung aufweisen. So begegnet man ihnen

a) in kalksilikatischen Teilen des Amphibolits von Nibbio;
b) am Kontakt der Marmore (NW Cuzzago) sowie
c) überall im Bereich der kalkmetasomatisch umgeprägten Ultrabasite am Rand des Gewölbekerns.

Da die Erze im Verlauf dieser Arbeit nicht näher untersucht wurden, können keine Angaben über ihre Entstehung gemacht werden. Sicher sind sie präalpin, während oder im Gefolge der Regionalmetamorphose entstanden. Es sei auch auf die Publikation von H. Huttenlocher (1934) verwiesen, in welcher die Vererzungen im Bereich der Zone Ivrea-Verbano zur Sprache kommen.

Zu erwähnen wäre hier noch der konstant hohe Erzgehalt der Kinzigitgneisse und Amphibolite am S-Rand der Fleckamphibolite von Albo, der nicht nur in der Val Grande, sondern auch an beiden Talhängen der Valle d'Ossola festgestellt werden konnte. Die erzreiche Serie ist 20–40 m mächtig und an der rostfarbenen Anwitterung leicht erkennbar.

VII. BASISCHE GANGGESTEINE

In der petrographischen Karte sind die Fundorte von insgesamt 6 basischen Ganggesteinen, die registriert werden konnten, angegeben. Die Fundorte beschränken sich, mit Ausnahme eines isolierten Vorkommens 700 m W Cuzzago, auf die Val Grande zwischen den Mündungen der Val Foiera und des R. Bue.

A. Basische Ganggesteine in der Val Grande

Die 5 Gänge zeichnen sich alle durch ein mehr oder weniger deutlich disruptives Verhalten und scharfe Randbegrenzungen aus. Ihre Farbe erscheint im Bachschliff grüngrau. Sie verdicken und verdünnen sich und weisen Mächtigkeiten von 15 bis 100 cm auf. Salbänder fehlen. Nur an einem einzigen Gang wurde ein aphanitischer Randsaum bemerkt, der aber eher auf Mylonitisierung als auf eine randfazielle Entwicklung des Ganges zurückzuführen ist (leider kein Schliff vorhanden). Einer der Gänge liegt in vollständig mylonitisierter Form vor.

Den meisten Ganggesteinen ist eine Planar-, seltener auch eine Lineartextur aufgeprägt, wodurch sie sich kaum mehr von den dunklen, feinkörnigen Amphiboliten des Typs 2a unterscheiden, sieht man von den Verbandsverhältnissen ab. Es könnte infolgedessen leicht möglich sein, dass einige konkordante Ganggesteine als Amphibolite registriert wurden. Doch fehlt allen daraufhin untersuchten feinkörnigen Amphiboliten die weiter unten beschriebene, typische Ilmenit-Ausscheidung in den Kernpartien der Hornblenden und das verhältnismässig häufige Auftreten einfach verzwillingter Plagioklase.

Die Lineartextur der basischen Ganggesteine wird durch die Einregelung der Hornblendeprismen erzeugt, die Planartextur durch die Wechsellagerung von weniger als millimeterbreiten Hornblende- und Plagioklaslagen. Im Feld fallen diese Texturen erst deutlich auf, wenn sich grössere, 1 mm lange Hornblenden zu linsigen, zentimeterlangen Gebilden zusammenschliessen und, vor allem $\perp$ s, eine deutliche Fleckentextur verursachen, wie dies in einem Gang ca. 200 m oberhalb der Mündung der Valle Camiasca der Fall ist. Erstaunlicherweise verläuft hier die Planartextur nicht parallel zur Gangwandung, sondern nimmt eine Orientierung ein, die nahezu mit derjenigen im Nebengestein, einem grobflaserigen Kinzigitgneiss, übereinstimmt. Sie steht also deutlich schief zur Gangbegrenzung.

Die Korngefüge der basischen Gänge können allgemein als holo-

kristallin-gleichkörnig und hypidiomorph bis panxenomorph bezeichnet werden. Je geringer der Regelungsgrad, desto sperriger wird das Gefüge. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich 0,2 mm.

Ihrem Mineralbestand nach gehören die Gänge demselben Typus an. Neben Plagioklas sind Hornblende und stellenweise Biotit Hauptkomponenten. Erz (vermutlich sowohl Ilmenit als auch Magnetit, stark untergeordnet Pyrit) und meist auch Quarz figurieren als Nebengemengteile. Akzessorisch tritt immer etwas Apatit auf, selten Titanit. Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt sehr stark von Gang zu Gang. In 2 von den insgesamt 3 Schliffen aus diesen Gängen wurden nur schwach zonare Körner mit 42 bzw. 76% An angetroffen. Im dritten dagegen sind sie deutlicher zonar mit 55% An im Kern und 32% An am Rand. Zumindest 60% aller Körner sind polysynthetisch, hauptsächlich nach dem Albitgesetz, verzwillingt und nur verhältnismässig selten nach dem Karlsbadergesetz. Stets wird auch ihr Zerfall in Muskowit, Calcit und Quarz beobachtet. Der Muskowit erreicht stellenweise die beachtliche Grösse von einem Drittel der Ausmasse der primären Komponenten, eine Erscheinung, die auch in den quarzhaltigen Amphiboliten beobachtet wird (siehe S. 1006).

Die Hornblende bildet, im Falle sperriger Anordnung, oft retikulärähnliche Gefüge. Sie ist öfters nach (100) verzwillingt. Ihre Charakteristika: $2V_x = 85° \pm 3°$, $\sphericalangle c/n_z = 14—17°$, x = bräunlich, y = hellbräunlich oder gelblich-grün, z = hell grau- oder gelblich-grün, $x < y \leqq z$. Dem Aussehen und den optischen Daten nach handelt es sich in allen 3 Schliffen (Gängen) um genau dieselbe Varietät. Typisch für sie ist eine dichte, feingesäte, stellenweise diffuse Ilmenitausscheidung in ihrer Kernpartie.

Der blassorange-braune Biotit ist oft vollständig ausgebleicht. In einem der basischen Gänge mit weitgehend regellosem Gefüge tritt er in unabhängiger Stellung als deutlich primärer Gemengteil auf. In den andern ist er an die Nachbarschaft der Hornblende gebunden und ersetzt diese partiell.

B. Basischer Gang W Cuzzago

Nimmt man den von Cuzzago aus westwärts führenden Weg, der sich über eine längere Strecke auf etwa der gleichen Höhe von 280—290 m hinzieht, so gelangt man nach ca. 400 m zu einer Weggabel. Bewegt man sich auf dem untern der hier abzweigenden Pfade etwa 30 m weiter fort, so steht der hier zu besprechende Gang wenige Meter rechts vom Weg in einem P-H-Granofels an. In einer Mächtigkeit von nur 40 cm durchschlägt er dessen Bänderung und ist auf Grund der geringen Farbdifferenz

zwischen den beiden Gesteinstypen nur schwer zu erkennen. Er unterscheidet sich einzig durch seine Homogenität und Feinkörnigkeit (mittlere Korngrösse 0,2 mm) vom P-H-Granofels. Wie einem der im vordern Abschnitt beschriebenen Gänge ist auch ihm eine deutlich erkennbare Planartextur aufgeprägt worden, die hier exakt parallel zur Bänderung des P-H-Granofelses, jedoch diskordant zur Gangbegrenzung verläuft. Sein Korngefüge ist vergleichbar mit dem in den vorigen Beispielen beschriebenen: holokristallin-gleichkörnig und panxenomorph. Die Hornblenden weisen allerdings stark konkave Umrandungen auf und sind stärker isometrisch gebaut, wodurch der metamorphe Charakter im Gefüge deutlicher hervortritt. Sie schliessen sich zu kleinen, zusammenhängenden Inseln zusammen.

Auch dem Modus nach gleicht der vorliegende Gang seinen Äquivalenten in der Val Grande. Bei den Hauptgemengteilen handelt es sich ebenfalls um Plagioklas und Hornblende. Rotbrauner Biotit kommt nur akzessorisch und ausschliesslich sekundär nach Hornblende vor. Neu in den Mineralbestand tritt als Nebenkomponente bastitisierter Bronzit, der sich, oft noch in grossen Körnern (0,6 mm), im Zentrum der Hornblendeinseln aufhält. Er wird von den umgebenden Hornblendeindividuen mehr oder weniger vollständig verdrängt. Als Akzessorien figurieren Apatit und Titanit. Erz ist Nebengemengteil.

Die Plagioklaskörner, leicht saussuritisiert, manchmal zonar, sind öfters nach dem Karlsbadergesetz, meist aber polysynthetisch verzwillingt. Der An-Gehalt beträgt im allgemeinen 30% (Rand der zonaren Plagioklase).

Die Hornblende zeigt vereinzelt die typische Ilmenitausscheidung in der Kernpartie. Ihre optischen Daten: $2V_x = 85°$, $c\,n_z = 12-14°$, x = gelblich, y = hell gelbolivgrün, z = grünlichbraun, $x < y < z$.

Der basische Gang W Cuzzago weist, wie die Beschreibung zeigt, dieselben typischen Charakteristika auf wie die Lamprophyre weiter im SW. Er ist demzufolge derselben Ganggefolgschaft zuzuordnen wie diese. Den Bronzit sehe ich auf Grund seiner oft überdurchschnittlichen Korngrösse und seiner Instabilität innerhalb der Mineralassoziation des Ganges als nicht in situ gebildet, sondern als aus grösserer Tiefe mitgeführt an. Das Auftreten einer grünlich-braunen Hornblende an Stelle grünfarbener und der verstärkt metamorphe Gefügecharakter zeigen, dass dieses Ganggestein unter höheren pT-Bedingungen kristallisierte als seine Äquivalente im südöstlichen Abschnitt. Im Vergleich zum benachbarten P-H-Granofels dagegen, der reichlich nicht reliktischen Orthopyroxen und eine rötlichbraune Hornblende enthält, verkörpert er eine Mineral-

fazies, die einem niedrigeren Metamorphosegrad entspricht. Er ist also offenbar erst in einer späten Phase der Regionalmetamorphose eingedrungen.

C. Alter und Herkunft

Basische Ganggesteine aus dem Seegebirge sind schon von mehreren Autoren beschrieben worden, u. a. von E. Artini und G. Melzi (op. cit.), H. Preiswerk (1906), R. Parker (1926), P. Bearth (1932), C. Burri und F. de Quervain (1934), P. Gallitelli (1937 u. 1941), J. Papageorgakis (1961), J. Schilling (op. cit.) und M. Reinhard (1964) (siehe auch Literaturhinweis auf S. 1094). Sie sind mineralogisch und chemisch unterschiedlich zusammengesetzt, dürften mehrfach voneinander abweichende Alter aufweisen und verschiedenen Quellen zuzuordnen sein. Die erwähnten Autoren reihen sie in die basische Eruptivgesteinsfamilie der Ivrea-Zone oder in die Ganggefolgschaft der subalpinen Granite bzw. der Luganer Porphyr- und Porphyritdecken ein, weisen ihnen aber teilweise auch postpermische Alter zu.

Ein Vergleich ergab, dass die von mir untersuchten Ganggesteine am auffallendsten denjenigen aus der Umgebung von Brissago (C. Burri und F. de Quervain, 1934) gleichen, über deren Alter oder Ursprung nichts Näheres feststeht.

In erster Linie sind es die Mineralbestände und gewisse typische Einzelheiten, wie z. B. die optischen Charakteristika der Hornblende und deren Ilmenit-Ausscheidung, die vollkommen übereinstimmen. Immerhin sind die Plagioklase bei uns stärker und öfter polysynthetisch verzwillingt und weisen zum grösseren Teil niedrigere An-Gehalte auf, als es in den Gängen bei Brissago der Fall ist, wo An-Gehalte zwischen 60 und 95% auftreten. Dies ist der Grund, weshalb C. Burri und F. de Quervain von der Bezeichnung Malchit für die Gänge bei Brissago absahen, obschon diese ihrer Struktur und dem Mineralbestand nach eigentlich so bezeichnet werden sollten. Die von uns untersuchten Lamprophyre sind nur mit einer Ausnahme sauer, so dass der Name Malchit in der Mehrzahl der Fälle am Platz wäre. Nach H. Rosenbusch (1910) gehören die Malchite aber zur Ganggefolgschaft der Diorite und Gabbros. Um diese genetische Vorausdeutung zu vermeiden, ist, den Vorschlägen C. Burris und F. de Quervains folgend, für eine spezifizierte Bezeichnung der untersuchten Ganggesteine am besten der Ausdruck „gangförmiger Mikro-Biotit-Hornblende-Gabbrodiorit" bzw. „-Gabbro" geeignet.

Die texturellen Eigenschaften der vorliegenden Lamprophyre lassen

Rückschlüsse auf ihr Alter zu. Die manchmal ausgeprägte Paralleltextur auf der Basis kristalloblastischer, öfters panxenomorpher Gefügestrukturen, deren nahe oder vollkommene Übereinstimmung mit der regionalen Texturrichtung, das Zurücktreten der für unveränderte Eruptivgesteine üblichen Zwillingsgesetze sowie das Fehlen einer porphyrischen Struktur und der Salbänder lassen erkennen, dass die Magmen noch unter regionalmetamorphen Bedingungen, unter Einschluss von Bewegungen, kristallisierten; denn es fehlen sichere Anzeichen einer zweiten metamorphen Überprägung nach der kata- bis mesothermalen Regionalmetamorphose, welche diese metamorphen Merkmale hervorgebracht haben könnte[35]). Es scheint demnach von vorneherein ausgeschlossen zu sein, dass die basischen Ganggesteine zur Ganggefolgschaft der subalpinen Granite gehören, da diese als unmetamorph bekannt sind.

Schilling erwähnt aber, dass der Granit von Pedemonte am Rand eine Paralleltextur aufweist, die parallel zur Schieferungsrichtung im Nebengestein und diskordant zum Kontaktumriss verläuft. Es herrschen hier also ähnliche Texturverhältnisse wie in den basischen Ganggesteinen. Weiterhin vertritt dieser Autor die gut fundierte Ansicht, dass die Quarz-Feldspat-Pegmatite, die zumindest teilweise der Ganggefolgschaft der herzynischen subalpinen Granite angehören dürften (siehe S. 1046), noch während der Erstarrungsphase der Gabbros und Gabbrodiorite (= nachmalige P-H- und H-Granofelse) eingedrungen sind. Verwandeln wir die Bezeichnung „Erstarrungsphase der Gabbros und Gabbrodiorite" in „Abkühlungsphase des Ivrea-Komplexes", so erscheint es durchaus möglich, dass die basischen Ganggesteine auch als Glieder der Ganggefolgschaft der subalpinen Granite noch einen deutlichen metamorphen Einfluss erkennen lassen könnten, wenn erstens vorausgesetzt wird, dass die Regionalmetamorphose herzynisches Alter aufweist, und wenn zweitens berücksichtigt wird, dass das Temperaturgefälle von NW nach SE wahrscheinlich auch noch während der Abkühlungsphase erhalten blieb. Daraus würde sich auch der Umstand erklären, dass der basische Gang NW Cuzzago die ausgeprägtesten metamorphen Charakteristika zeigt.

Das stärkste Argument für den gemeinsamen Ursprung der basischen Ganggesteine und der Pegmatite ergibt sich aber daraus, dass beide Gesteinsarten am genau gleichen Ort in stark angereicherter Form miteinander auftreten, nämlich SE der Linie Bettola/Albo–Val Foiera. Beide haben offenbar vom gleichen Herd aus dieselben Schwächezonen für ihren Aufstieg benutzt.

[35]) Siehe dazu aber die Bemerkungen auf S. 1046 über späte Schieferung parallel zum alten s.

Gegen eine Zuordnung der basischen Ganggesteine zur Ganggefolgschaft der Granite und für eine Herkunft aus dem Magmenherd des basischen Hauptgesteinszuges sprechen die chemischen Zusammensetzungen der bisher analysierten Ganggesteine aus der Zone Ivrea-Verbano. Diese liegen zum grössten Teil innerhalb dem chemischen Variationsbereich der basischen Metamorphite dieser Zone, wie die Dreiecksprojektionen im Anhang zeigen, so auch die von C. Burri und F. de Quervain angeführte Analyse eines Ganggesteins von Brissago.

VIII. PEGMATITE

A. Verbreitung und Einteilung

Pegmatite finden sich, wie die auf der petrographischen Karte eingetragenen Fundpunkte zeigen, nicht nur in der SE-Hälfte des Gebietes, sondern auch in sämtlichen Horizonten des NW, hier allerdings bedeutend seltener und öfters stark deformiert. Von Interesse ist ihre Häufung und mächtige Ausbildung entlang einem Gebietsstreifen, der im untersuchten Gebiet zwischen Velina und Val Foiera beginnt, und der sich über Bettola-Albo hinaus bis in die Valle Strona bei Strona und auch dort noch weiter gegen SW verfolgen lässt (siehe Fig. 1).

Die von uns untersuchten Pegmatite können in 2 Gruppen und 3 Untergruppen eingeteilt werden:

1. Quarz-Feldspat-Pegmatite.

   Sie enthalten Quarz, Plagioklas, Mikroklin und wechselnde Mengen von Biotit, Muskowit, Hornblende, Granat, Turmalin und Apatit.

2. Feldspat-Pegmatite.
   a) Oligoklasit-Gänge, im allgemeinen monomineralisch.
   b) Albitit-Gänge, monomineralisch.
   c) Kalifeldspat-Plagioklas-Pegmatite, in wechselnden Mengen Hornblende, Pyroxen, Biotit und Erz enthaltend.

B. Quarz-Feldspat-Pegmatite

Pegmatite dieser Art beschränken sich zur Hauptsache auf die südwestlichen zwei Gebietsdrittel. NE und SW des Corte Lorenzo ist ihre Konzentration am stärksten. Es treten hier bis 20 m breit und 80 m lang aufgeschlossene Pegmatitbretter auf. Sie fallen bei einem mittleren Strei-

chen von etwa N 5° E mit ungefähr 40° gegen E ein. Ihre Schnittlinien mit der Tosa-Talflanke laufen auffallend schön parallel zu den Bruchlinien zweier Verwerfungen, einer gesicherten bei Bettola und einer vermuteten bei Corte Lorenzo. Diese Feststellung könnte darauf hinweisen, dass die Häufung der Pegmatite ursächlich mit einem an dieser Stelle und bis tief hinunter wohl ausgebauten Bruchsystem zusammenhängt. Die Abklärung dieses Zusammenhangs bedarf aber noch einer genaueren Untersuchung.

Interessanterweise sind die Pegmatitbretter in der Häufungszone sehr oft gebogen, und zwar um Achsen, die parallel zu den s-Flächen der umliegenden Kinzigitgneisse liegen. Es erhebt sich hier der Verdacht einer postpegmatitischen Schieferung der Kinzigitgneisse, die für die häufig festzustellende Verbiegung der Biotitblättchen in diesen Gesteinen verantwortlich gemacht werden könnte und bei der Beurteilung allfälliger absoluter Mineralalter aus diesen Gesteinen berücksichtigt werden müsste.

Als Beispiel für die oft beträchtlichen Ausmasse der Quarz-Feldspat-Pegmatite ist ein Gang zu erwähnen, welcher E Corte Buè als 100 m mächtiger Körper im Kinzigit drin steckt. Stellenweise besitzt er den Habitus eines glimmerarmen Granits.

Über den Mineralbestand und einige interessante Details der Quarz-Feldspat-Pegmatite orientieren die Arbeiten von G. Pagliani und C. Milani (1952) sowie von Schilling.

Das konstante Auftreten der Quarz-Feldspat-Pegmatite in einer den subalpinen Granitstöcken vorgelagerten Stellung legen die Vermutung nahe, dass sie zumindest teilweise zur Ganggefolgschaft der Granite gehören. Da die alpinen Pegmatite im Gebiet nördlich der Insubrischen Linie nach B. Reinhard (1966) erst in der Monte-Rosa-Zone einsetzen, fällt die Möglichkeit, dass neben den hercynischen auch alpine von NW her eingedrungene Pegmatite auftreten, kaum in Betracht.

C. Feldspat-Pegmatite

1. Oligoklasit-Gänge

P. Vogt (op. cit.) beschreibt Oligoklasitgänge aus dem Phlogopit-Peridotit von Finero. Der Plagioklas ist dort extrem Sr-reich. Wir können über den Gehalt dieses Elementes in unseren Gängen nichts aussagen, da chemische Analysen noch fehlen.

Die Gänge beschränken sich auf die Strukturbezirke IV und V und

werden hier nur innerhalb den Ultrabasitkörpern oder in deren nächster Umgebung vorgefunden. Sie setzen sich aus durchschnittlich 6 mm grossen, in granoblastischem Verband stehenden Oligoklaskörnern zusammen, in denen grössere Porphyroblasten (bis 3 cm Grösse) auftreten. Die Kleinkörner und Porphyroblasten enthalten 18% An. Derartige Gänge wurden an zwei Stellen gefunden:

- Am Rand des Amphibol-Olivinfelsstockes in der Val Serena (1,1 km ENE A. Serena).
- In der Val Grande, im ultrabasischen Zug Cima Loviga – Val Fiorina.

Beide Gänge sind mehr oder weniger konkordant und je etwa 40 cm breit. In der Val Serena verfingert sich die hellere Bestandesmasse randlich in den umgebenden Ultrabasit hinein (siehe Fig. 32, Tafel III). Sie erzeugte das Wachstum grösserer Mafitkörner in der Verfingerungszone, ist aber nicht mit der pegmatitoiden Phase benachbarter grobkörniger Gesteinstypen (vgl. S. 1030) zu identifizieren, deren Plagioklase einen höheren An-Gehalt von >30% aufweisen.

2. Albitit-Gänge

Albitit-Gänge erreichen nie grössere Mächtigkeiten als etwa 30 cm. Sie sind an die Nachbarschaft der Marmor- und Kalksilikatvorkommen SSE und ENE A. Serena sowie an den Marmor Val Grande/Val Fiorina gebunden. Sie stehen also in einer engen genetischen Beziehung zu den Karbonatgesteinen bzw. zu den Ultrabasiten, mit denen jene assoziiert sind. Ihre Gefüge sind entweder homöoblastisch-grobkörnig (mittlerer Korndurchmesser von ca. 1,5 cm) oder porphyroblastisch, wie diejenigen der Oligoklasit-Gänge. Manchmal bestehen die Zwickel der mikrogranoblastischen Grundmasse aus Kalifeldspat. Die Grosskörner sind öfters filmantiperthitisch.

3. Kalifeldspat-Plagioklas-Pegmatite

Ein etwa 2 m mächtiger Pegmatit im ultrabasischen Zug Cima Loviga – Val Fiorina, der auf der einen Seite von Silikatmarmor, auf der andern durch Hornblendefels begrenzt wird, setzt sich zu je 50% aus spindelperthitischem Kalifeldspat und Plagioklas (~20% An) zusammen. Die beiden Feldspat-Phasen sind nicht selbständig, sondern bauen Zwitterkörner auf, in denen sie graphisch miteinander verflochten sind. Der Pegmatit verfingert sich in den angrenzenden Hornblendefels und hat kleinste Fragmente dieses Gesteins aufgenommen, die sich aus einigen

Hornblende-, Plagioklas- und sekundären Biotitkörnern zusammensetzen. Dass es sich um Nachbargesteins-Partikel handelt, beweist ein ständiger, 2 mm breiter Randsaum aus nicht antiperthitischem Plagioklas, der sich nicht nur gegen den angrenzenden Hornblendit, sondern auch um die inselförmigen Fragmente entwickelt hat.

4. Zur Genese der Feldspat-Pegmatite

Die Feldspat-Pegmatite treten nur im Bereich von ultrabasischen Gesteinskörpern auf. Es lässt sich daraus ableiten, dass sie beim Aufbau dieser Körper entstanden sind und also genetisch in keiner Beziehung zu den Quarz-Feldspat-Pegmatiten stehen, die evtl. der Ganggefolgschaft der Granite angehören. Das bezeugen auch die ganz andern Verbandsverhältnisse der Untergruppen 1 und 3. Sie durchschlagen das Gestein nicht einfach mit scharfen Kontakten, sondern verfingern sich öfters darin und erzeugen an ihrem Rand das Wachstum grösserer Mafitidioblasten, was bei Quarz-Feldspat-Pegmatiten nie beobachtet wurde. Dies lässt auf andere Zustandsverhältnisse schliessen, als sie zur Zeit der Quarz-Feldspat-Pegmatitintrusionen verwirklicht waren.

IX. ULTRAMYLONITE, GANGMYLONITE UND REKRISTALLISIERTE MYLONITE

Wie bereits auf S. 1008 erwähnt wurde, sind sämtliche Gesteinstypen des NW-Teils stellenweise kataklastisch oder mylonitisch ausgebildet. Es stellt sich folgende Frage: Hängen sämtliche klastischen Verformungen des nördlichen Gewölbebezirks genetisch direkt mit der Insubrischen Störung zusammen? Besonderes Interesse im Rahmen dieser Frage verdienen die Ultramylonite und Gangmylonite.

A. Ultramylonite

Die Ultramylonite sind lagenförmig und konkordant oder liegen filmartig zwischen zerscherten basischen Gesteinsfragmenten (siehe S. 1010). Sie erreichen nur in seltenen Fällen Mächtigkeiten über 1 m (z. B. am Weg A. della Colma–Pzo. Proman). Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der innere Gewölbemantel, insbesondere die Dachpartie und der NW-Teil desselben. Sie treten aber auch über den ganzen restlichen Gewölbebezirk verstreut auf (siehe petrographische Karte). Zur Hauptsache stammen sie von (mittelkörnigen) Pyriklasiten A ab und sind dann äusserst massig,

sehen ähnlich wie Pechstein aus und brechen nahezu wie Glas. Spärlich verteilt erkennt man Granat-, seltener Pyroxenkörnchen, die beide als Rekristallisate anzusehen sind. Besonders in der Anwitterung wird auf den s-Flächen ein ausgeprägtes Linear sichtbar, welches mit der Lineationsrichtung in den benachbarten blastoklastischen bis blastomylonitischen Gesteinen stets übereinstimmt. Da die Ultramylonite über den ganzen nördlichen Gewölbebezirk verstreut und nicht bevorzugt entlang der Insubrischen Linie auftreten, müssen sie als direkte Folgeerscheinung der Gewölbebildung (und nicht der Insubrischen Störung) angesehen werden.

B. Gangmylonite

Die Gangmylonite werden ebenfalls zur Hauptsache in den Pyriklasiten A, seltener auch in den Stronalithen A (z. B. in der untersten Val Fiorina) angetroffen. Auch sie sind pechschwarz und lassen sich rein äusserlich nur durch ihren gangartigen Charakter von den Ultramyloniten unterscheiden. Diese äussere Ähnlichkeit lässt sofort an gleiche Entstehungsbedingungen denken. Da sich aber die Verbreitungsgebiete der beiden Deformationsprodukte nicht decken, müssen zumindest zwei verschiedenartige Beanspruchungspläne für ihr Aufkommen verantwortlich gewesen sein. Die Gangmylonite treten fast ausschliesslich in der Nähe der Insubrischen Linie oder in abzweigenden Störbereichen auf (z. B. in der obersten Val Grande). Sie scheinen demnach nicht im Zusammenhang mit der Gewölbebildung (d. h. nicht in der ersten Phase dieser Gewölbebildung, siehe S. 1071), sondern mit der Ausbildung des insubrischen Störsystems im NW-Teil der Ivrea-Zone entstanden zu sein (oder während der zweiten Phase der Gewölbebildung, siehe S. 1071). In der obersten Val Grande durchsetzen sie Pegmatite. Sie sind also sicher postpegmatitisch und, da sie nicht rekristallisierten, postkristallin entstanden.

C. Rekristallisierte Mylonite

Ein gewisses Interesse verdienen auch gebänderte, äusserst feinkörnige (0,1 mm) und feinschichtige rekristallisierte Mylonite von bis zu 2 m Mächtigkeit, die an 2 Stellen NW Cuzzago (Koord. 93980/50730 und 96000/51310) angetroffen wurden[36]). Sie sind konkodant und scharf-

[36]) Wie eine Begehung des Gebietes von Walter kürzlich zeigte, sind dieselben rekristallisierten Mylonite bis Ultramylonite auch hier — in den „Hornblendepyroxengabbrodioriten" — anzutreffen.

begrenzt zwischen Stronalith A und P-H-Granofels B eingelagert. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass ihre panxenomorphe Grundmasse aus Plagioklas (An 44%) und einem Retikulargefüge von grüner Hornblende aufgebaut wird, in die Klinopyroxen- und Titanitkörner verschiedener, teilweise beachtlicher Grösse sowie grosse Xenoblasten der grünen Hornblende eingebettet sind. Akzessorisch treten Erz und Apatit auf.

Es handelt sich hierbei offensichtlich um rekristallisierte mylonitisierte Randlagen von P-H-Granofels. Interessant ist die Feststellung, dass die Mylonite in der Amphibolitfazies rekristallisierten. Es haben sich hier also Bewegungen parallel zu s abgezeichnet, die noch während der Abkühlung der Ivrea-Zone stattgefunden haben. Derartige Bewegungen sind auch aus der Textur und dem Korngefüge der basischen Ganggesteine abzulesen (siehe S. 1040ff.).

X. ALBIT-KARBONAT-QUARZMOBILISATE UND DIE UMWANDLUNG DER BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINE UNTER DEM EINFLUSS HYDROTHERMALER LÖSUNGEN

A. Allgemeine Beobachtungen

Der Störbereich der Insubrischen Linie ist gekennzeichnet durch Verstellung einzelner Blöcke (auf der W-Seite des R. Crot besonders ausgeprägt) und durch Mylonitisierung, während welcher die Deformationsprodukte unter dem Einfluss *hydrothermaler Lösungen* selektiv retrograd umgewandelt wurden (im Gegensatz zu den „trockenen" Mylonitisierungen von früheren Deformationsphasen (siehe S. 1048), die im extremen Fall zur Entstehung von Ultramyloniten und Gangmyloniten führten). Die retrograde Umwandlung folgte allgemein den mechanischen Diskontinuitäten, erfasste aber auch die weitgehend oder vollständig undeformierten Nachbargesteine. Diese wurden von eigentlichen Umwandlungsfronten überfahren, die sich gang-, zungen- oder pilzförmig ausbreiteten. Die überfahrenen Gesteinspartien sind dabei in feindiablastische Mineralaggregate umgewandelt worden, die mikroskopisch nur noch fragmentarisch diagnostiziert werden können. An Blöcken in der Schlucht des R. Crot, ca. 700 m NW A. Lut, kann festgestellt werden, dass diese Umwandlung nicht immer in einem, sondern in mehreren getrennten Schritten erfolgte, jedesmal unter Zufuhr neuer Lösungen, denn die Umwandlungsfronten überschneiden sich hier mehrfach. So konnten in einem Block aus flaserigem Pyriklasit B drei Umwandlungsstufen fest-

gestellt werden (siehe Fig. 33, Tafel IV). In einer ersten Phase wurden die schwarzen Mafite grüngefärbt. In der zweiten Phase schritt die Aufhellung weiter voran; die Mafite sind reliktisch als blassgrüne Flecken noch erkennbar. In einer dritten Phase schliesslich erscheint das Gestein im Bruch ziemlich grau, wittert aber infolge Erzausscheidung an jenen Stellen, wo sich ursprünglich Mafitkörner befanden, gelb- bis rostbraun an. Dadurch wird häufig die alte Paralleltextur wieder deutlich hervorgehoben. Bei diesem Umwandlungsprozess wird das Gestein für die mechanische Bearbeitung nicht etwa weicher, sondern ausserordentlich zäh, denn nur an verhältnismässig wenigen Stellen hat die Deformation im Verein mit dieser Umwandlung zu Grünschiefern geführt(z. B. in der Val Serena, 1250 m ENE A. Serena und im R. Crot, SE A. La Piana).

Derartige Umwandlungsprodukte sind hauptsächlich im Bereich des R. Crot vertreten. Man begegnet ihnen aber auch weiter östlich, so in der Val Serena, in der Val Fredda, in der Val Balm Bert und sogar 650 m NW und W dem Corte Lorenzo (siehe petrographische Karte). Die Basite (Pyriklasite, P-H-Granofelse und Amphibolite), die in der Val Balm Bert und beim Corte Lorenzo absolut keine mechanische Überarbeitung erkennen lassen, sind hier ganz deutlich unter dem Einfluss gangartig infiltrierender Lösungen bis zu einer Mächtigkeit von 2 m in die Umwandlungsstufe 3 gebracht worden. Die Kontakte sind über einige cm diffus, von weitem gesehen aber scharf und meist ziemlich geradlinig. Während an der Gangwandung das Parallelgefüge des intrudierten Basits noch nebelhaft erkennbar ist, löst es sich gegen die Gangmitte hin rasch vollständig auf.

Eine röntgenographische Untersuchung ergab, dass sich das Umwandlungsprodukt 3 hauptsächlich aus Quarz, Dolomit, Pyrit und ± Serizit, in der Val Fredda sowie W und NW dem Corte Lorenzo zusätzlich auch noch aus Calcit zusammensetzt. Es sind dies Bestandteile, aus denen auch die *Albit-Karbonat-Quarzmobilisate* aufgebaut werden.

Diese Mobilisate treten in Basiten und Ultrabasiten auf, die sich in einer der drei Umwandlungsstufen befinden. Sie verästeln sich in diesen oder durchschlagen sie in bis zu 1 m breiten Gängen (siehe Fig. 34 und 35, Tafel IV). Ihre Gemengteile sind im Gegensatz zu denjenigen der Umwandlungsprodukte so grobkörnig, dass sie sogar von Auge leicht unterschieden werden können. Unter den drei Hauptkomponenten Quarz, Karbonat, Albit wiegt der erstgenannte Gemengteil vor. Öfters fehlt der Feldspat-, manchmal auch der Karbonat-Anteil vollständig. So ist in westlicher Richtung unterhalb A. Lut eine grössere Quarz-Lagerstätte aufgeschlossen, die der Generation der hier besprochenen Mobilisate

angehört. Demgegenüber stellt man auch öfters bis zu mehrere cm breite, nahezu monomineralische Karbonatgänge fest. Als Nebenkomponente (oder akzessorisch) tritt Chlorit auf, akzessorisch Serizit, Apatit und idiomorpher Pyrit. Die Körner der Hauptkomponenten sind meist miteinander verzahnt, undulös und oft zerbrochen, wobei die Kornrisse durch Karbonat ausgeheilt sind.

Der Albit (An $\sim 0\%$) ist einfach und polysynthetisch verzwillingt und meist etwas bestäubt, manchmal vollständig serizitisiert. Die Bestimmung der Lichtbrechung von Karbonatkörnern aus verschiedenen Handstücken ergab, dass zur Hauptsache weisser, reiner Dolomit mit $n_0 = 1{,}679$ auftritt. Daneben finden sich braune, wurmartige oder inselförmige Aggregate aus spätigem, eisenreichem Dolomit ($n_0 = 1{,}698$ und 1,701), (vermutlich magnesiumhaltigem) Siderit ($n_\varepsilon = 1{,}612$) und Calcit. Diese werden oft von fächerförmigen Gebilden aus Chlorit umsäumt. Nach E. Tröger (1952) handelt es sich hierbei um einen Prochlorit: $n_X = 1{,}620$, $n_Z = 1{,}624$, $2V_Z = 10°$.

B. Genetische Deutung der Albit-Karbonat-Quarzmobilisate

Bei der genetischen Deutung dieser Mobilisate sieht man sich vor die Frage gestellt, wieweit sie an Ort und Stelle aus einer partiellen Mobilisierung der Ivrea-Gesteine entstanden sind und inwieweit es sich um zugeführtes Material handelt. Da sie strikt an die Zonen der hydrothermalen Umwandlung gebunden sind (siehe Fig. 12, sowie 34 und 35, Tafel IV), ist der genetische Zusammenhang mit dieser gesichert, und eine Zufuhr aus einem ausserhalb der Zone gelegenen Herd braucht demzufolge nicht in Betracht gezogen zu werden. Doch dürfte sich das Adermaterial manchmal über grössere Distanzen bewegt haben, bevor es ausgeschieden wurde. Diese Forderung stellt sich in Anbetracht von scharf umgrenzten Gängen, wie sie z. B. die Fig. 35, Tafel IV, darstellt. Dass gleichartige Mobilisate auch in den Canavese-Schiefern auftreten (z. B. bei A. Serena, siehe auch B. Reinhard, 1966), weist dagegen nicht auf eine Migration dieser Mobilisate in der einen oder andern Richtung über die Zonengrenze hinaus, sondern zeigt, dass sich der Einfluss der infiltrierenden Thermallösungen, dem die Entstehung dieser Mobilisate zugeschrieben wird, sich beidseits der Insubrischen Linie in derselben Form geäussert hat. Das Alter der Mobilisate ist somit eindeutig alpin.

Da die Mobilisate hydrothermal umgewandelte Mylonite und die alpine Textur der Canavese-Schiefer durchschlagen, und da sie weiterhin N-S-Verwerfungsflächen besetzen (siehe Fig. 12), ohne in all diesen Fällen

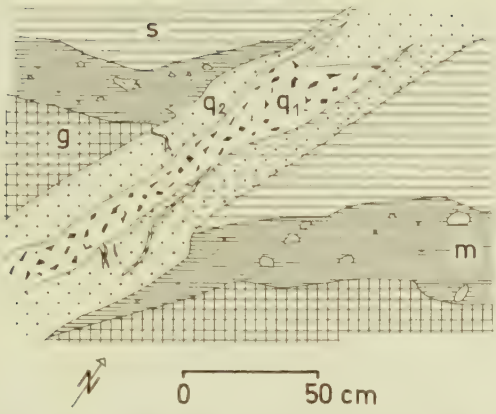


Fig. 12. Ein *Albit-Dolomit-Quarzgang* besetzt eine N-S-streichende Verwerfungsfläche (Koord. 95280 50180, Punkt SD 562). Platznahme nach der Verschieferung des Nebengesteins und nach der Versetzung entlang der Bruchfläche.

Gang: q_1 = helles zentrales Albit-Dolomit-Quarzadernetz mit eckigen Einschlüssen von q_2, q_2 = in die Stufe 3 (siehe S. 1051) umgewandeltes, gelb- bis rostbraun anwitterndes Nebengestein, in welchem die alte Paralleltextur stellenweise noch in Form von parallelen Quarzrippen (gestrichelt) erkennbar ist.

Nebengestein: Kataklastisch bis mylonitisch, zäh. s = Stronalith A, m = nach dem Stoff-s verschieferter Marmor mit gerundeten Nebengesteinseinschlüssen, g = feinkörniger Pyriklasit A in der Umwandlungsstufe 1, über weite Bereiche quarz- und dolomithaltig.

selbst deformiert zu sein, muss daraus geschlossen werden, dass sie zumindest teilweise die Bewegungen entlang der Insubrischen Linie überdauert haben. Dort, wo kavernöse Bildungen auftreten und sie sich netzartig ausbreiten, wird sogar ihr Charakter als Zerrkluftfüllung offenbar. Aus all diesen Gründen darf ihr Alter als spätalpin bezeichnet werden.

Die Entstehung der Albit-Karbonat-Dolomit-Mobilisate kann auf Grund der dargelegten Beobachtungen folgendermassen gedeutet werden: Bewegungen entlang der Insubrischen Linie führten in den nordwestlichen Grenzgebieten der Zone Ivrea-Verbano und im anschliessenden Canavese zu blockartigen Verstellungen und zur Kataklase der Gesteine. Auf den mechanischen Diskontinuitätsflächen zirkulierten währenddessen und danach hydrothermale Lösungen, die einen hohen CO_2-Partialdruck aufwiesen. Sie verwandelten die entstehenden Mylonite in Grünschiefer und drangen auf breiten Fronten in das Nachbargestein ein, wo sie die katazonalen Mineralbestände der basischen und ultrabasischen Gesteine in ein aphanitisches Gemenge von Karbonat, Quarz, Albit, Serizit und Erz

(seltener auch Chlorit und Epidot) überführten und teilweise remobilisierten. Die entstandenen Mobilisate sammelten sich auf (Zerr-) Klüften und schieden, unter Druckentlastung oder bei sinkender Temperatur, in einer spätalpinen Phase Quarz, Dolomit, Siderit, Albit, Calcit, Prochlorit und Pyrit aus.

Struktureller Teil

I. EINLEITUNG

In der gesamten Literatur über die Zone Ivrea-Verbano sucht man vergeblich nach einer eingehenden Behandlung des strukturellen Aufbaus dieses Gesteinszuges. Insbesondere fehlen systematische Messungen der linearen und planaren Paralleltextur. Als einziger gibt SCHILLING einige Lineationsmessungen aus der unteren Valle d'Ossola wieder. Aus der Parallelität der Gross- und Kleinfaltenachsen in den „Glimmerschiefern des Altkristallins" (Biotitgneisse und -schiefer des SE-Teils der Ivrea-Zone) und in den Stronalithen und basischen Gesteinen schliesst er, dass der Gebirgsbau einer älteren Orogenese (wie sie sich seiner Hypothese nach noch im „Altkristallin" abzeichnet) von einer jüngern (im Bereich des basischen Hauptzuges) übernommen worden ist.

P. WALTER (op. cit., S. 21) erwähnt Grossfalten am NE-Ende der Zone (z. B. an der Strasse Arcegno-Ronco), die mit einem einheitlichen Scheitelgefälle von ca. 40° gegen NE abtauchen.

Auf weitere strukturelle Angaben wird später noch kurz zu sprechen gekommen.

II. DIE s-FLÄCHEN

A. Charakterisierung der s-Flächen

Eines der hervorstechendsten Merkmale der Gesteine der Zone Ivrea-Verbano ist ihre fast konstant in Erscheinung tretende Stoffbänderung. Sie fehlt nur in untergeordnet wichtigen Gesteinsgruppen wie Granat-Plagioklasfelsen, schmalen Lagen von Granat-Biotit-Plagioklasfelsen, oft auch in einigen ultrabasischen und migmatitischen Varietäten, in Marmoren sowie in den Ganggesteinen. Ihre deutlichste Ausprägung findet sie in den massigen Gesteinen des nordwestlichen Gebietsteils, wo sie sich

bis in den Millimetermassstab hinein bemerkbar macht. Sie ist hier, zumindest was den mm- bis cm-Bereich anbelangt, als das Produkt metamorpher Differentiation aufzufassen, da sie sich in allen Gesteinstypen gleichermassen manifestiert. Tritt Schieferung auf, so läuft sie immer parallel zur Stoffbänderung, ausgenommen an einigen Stellen in Stronalithen A, in pyroxenhaltigen Stronalithen der Gemischten Zone S Val Fredda[37]) und in einem verfalteten P-H-Granofels B in der Val Grande bei der Mündung der Val Manau. Im folgenden können deshalb das Stoff- und das Schieferungs-s gemeinsam als s bezeichnet werden.

B. Allgemeines über den s-Flächenverlauf, Ausscheidung von Strukturbezirken

Die Strukturkarte I (Tafel XII) orientiert im Detail über das Streichen und Fallen der planaren Paralleltextur. Es wurden insgesamt 1514 s-Flächenmessungen durchgeführt, die in dieser Karte eingetragen sind (einzelne Streichen- und Fall-Zeichen repräsentieren mehrere Messungen). Beim Interpretieren der Karte sind die orographischen Verhältnisse zu berücksichtigen, wie sie auf S. 955 geschildert wurden. Sie erklären alle Diskordanzen zwischen den petrographischen Grenzen und den Streichrichtungen der s-Flächen. Einzig im Granofels-Hauptzug 400 m NW Cuzzago und in einigen P-H-Granofelslagen NE davon wird ein Bänderungsstreichen angetroffen, das, einheitlich im Uhrzeigersinn gedreht, vom Streichen der s-Flächen in den angrenzenden Stronalithen abweicht. An den Kontakten herrschen aber stets konkordante Lagerungsverhältnisse.

Das mittlere regionale Streichen liegt in der SW-NE-Richtung. Sieht man von den Gewölbescheitelbereichen ab, so trifft man praktisch nur noch NE vom Cma. Loviga und im Gebiet NE von Cuzzago auf ziemlich schief zu dieser regionalen Richtung streichende Paralleltexturen. Die Gesteinsverbände umfliessen bei Cuzzago den mächtigen, gegen SW ausdünnenden Granofels-Hauptzug. Es resultiert hier ein einheitliches WSW-ENE-gerichtetes Streichen.

Zur strukturanalytischen Auswertung der Messdaten wurden 6 Strukturbezirke und 4 Unterbezirke ausgeschieden (siehe Fig. 13), die sich durch einen einheitlichen Baustil auszeichnen. Getrennt nach diesen Bezirken sind sämtliche s-Flächen- und Lineationsmessungen in das Schmidtsche Netz eingezeichnet und, zwecks leichterer Lesbarkeit der

---

[37]) Es handelt sich in diesen beiden Fällen um Schieferung, die in direktem Zusammenhang mit der Entstehung blastoklastischer Korngefüge steht.

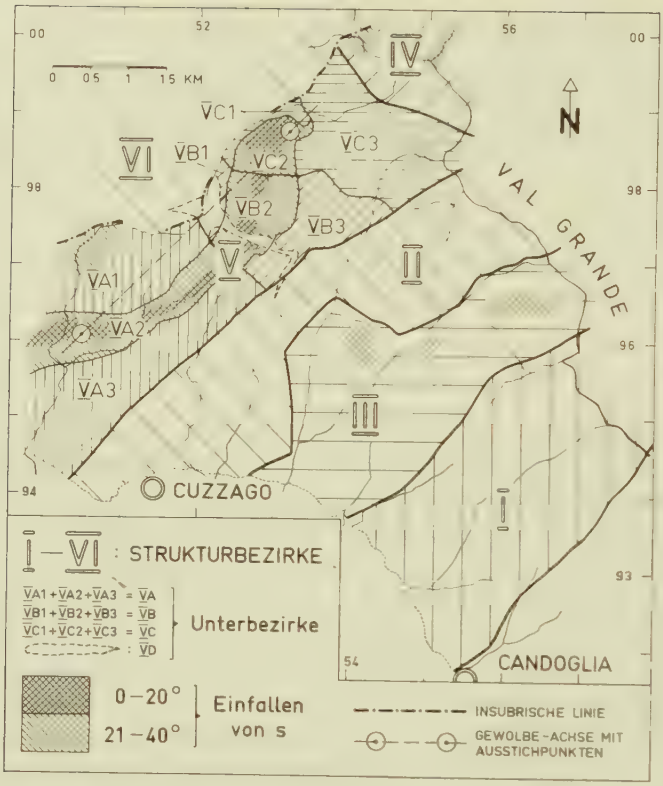


Fig. 13. *Karte der Strukturbezirke:*

Umgrenzung der den s-Flächen- und Lineations-Diagrammen der Tafel IX zugrunde liegenden Strukturbezirke und -unterbezirke.
— Ausscheidung grösserer Bezirke mit flachliegendem s.

Diagramme, ausgezählt worden (siehe Tafel IX). Die s-Flächen- und Lineationsfelder sind durch Schraffur und Punktierung unterschieden. Im Strukturbezirk V, wo sich die Felder der linearen und planaren Texturen in der Kugelprojektion überlappen würden, mussten sie in getrennten Diagrammen dargestellt werden.

Inwieweit das Auszählen nach den Regeln der Statistik berechtigt war, lässt sich aus der mehr oder weniger homogenen Verteilung und der Anzahl der Messdaten in den einzelnen Strukturbezirken beurteilen. Im Bezirk II ist der Anteil der Daten aus dem schwer begehbaren Granofels-Hauptzug verhältnismässig zu klein. Dasselbe gilt für gewisse Bereiche in III. Sonst dürfte die Homogenität der Verteilung der Messpunkte weitgehend befriedigen.

C. s-Flächenverlauf in den einzelnen Strukturbezirken

1. Die Strukturbezirke I und II

Wie die Strukturdiagramme verraten, weisen diese beiden Strukturbezirke ähnlichen Bau auf: Ausschliesslich steilstehende s-Flächen mit einem mittleren Streichen von N 50° W in I und N 60° E in II. Der erste Mittelwert stimmt auffallend gut mit demjenigen von VI, N 53° E, überein. Das heisst, dass unbekümmert um die gewölbeartigen Verbiegungen die Planartexturen in den südlich an sie anschliessenden Teilen der Zone parallel zur Insubrischen Linie streichen. Sie stehen dort gegen S hin in zunehmendem Masse einheitlich vertikal. Südlich der Linie Albo–Valle Camiasca pendelt das Einfallen von s nur noch im Intervall $90 \pm 15°$.

2. Der Strukturbezirk III (südliches Gewölbe)

Durch die östliche Talflanke der Valle d'Ossola wird im Strukturbezirk III ein geschlossenes Gewölbe angeschnitten. Die dabei entstehende Schnittfigur kommt vertikalprojiziert in der petrographischen Karte, horizontalprojiziert (siehe Erläuterungen zu den Profilen) im Sammelprofil zur Darstellung.

Das NE-gerichtete Axialgefälle des Gewölbes beträgt 30°, während der Talabhang der Val Grande im Gewölbebereich mit bloss 20—25° ebenfalls gegen NE einfällt. Dadurch lassen sich nur noch die äussersten Gewölbepartien über den Hauptgrat Pzo. del Lesino–La Teisa weiter nach NE verfolgen. Der Rest des Gewölbes taucht endgültig unter.

Im folgenden soll der Aufbau des Gewölbes näher geschildert werden.

a) Innenstruktur des Gewölbes

Von SW her, aus einem Gebiet isoklinal-steilgestellter Planartexturen kommend, trifft man erstmals 250 m W Alpetto auf umbiegende Gesteinsserien. Der dort endende basische Zug von etwa 120 m Mächtigkeit (siehe petrographische Karte) wird vom benachbarten Kinzigit umflossen. Es herrschen konkodante Lagerungsverhältnisse. Der Kinzigit ist am Kontakt verfältelt. Die Achsen dieser Fältelung streichen N 55–60° E und fallen 30—35° gegen NE ein. NE von Alpetto finden sich bis zu einer Entfernung von 400 m weitere Beispiele für die Umbiegung von Gesteinsserien auf engem Raum (auf der Strukturkarte I durch Grossfalten-Signaturen gekennzeichnet). Dieser Bereich stellt den innersten Teil des Gewölbes dar. Von hier weg folgen sich die Scheitel der aussen anschliessenden Gewölbeteile in NNE-licher Richtung.

Der äusserste vollständig umbiegende Kinzigitzug läuft von der oberen

Valle di Nibbio aus in die Corni di Nibbio hinein. Darüber liegen an dieser Stelle die südöstlich gelegenen Teile des Granofels-Hauptzuges. In diesem verliert sich der Charakter des geschlossenen Gewölbes. Wenn auch in der Umgebung des liegenden Kontaktes noch konkordante Lagerung festgestellt wird, so gibt es doch keine Anzeichen dafür, dass die Bänderung weiter im basischen Körper drin den Gewölbeumrissen folgt. Vielmehr hat sich hier ein gewölbeunabhängiger Baustil mit steilen, in Richtung S zunehmend flacher gegen SE einfallenden s-Flächen entwickelt. Deshalb wurde die Grenze zwischen den Strukturbezirken II und III dem liegenden Kontakt entlanggeführt.

In der Val Piana taucht der Granofels-Hauptzug unter die äussersten Schenkelpartien der südlichen Gewölbehälfte (siehe Profile c—c', d—d' und Sammelprofil). Deren Bauplan soll im folgenden Abschnitt zur Sprache kommen.

b) Die Struktur der südlichen Schenkelpartie auf der Seite der Val Grande

Dieser Schenkel besteht aus einer Stronalith-Serie von etwa 150 m Mächtigkeit, welche die Talsohle der Val Piana bildet, sowie aus einer SE daran angelehnten P-H-Granofelsmasse, welche die Basische Serie enthält. Aus der Strukturkarte I und aus dem Profil c—c' ist ersichtlich, dass die Planartexturen vom E-Rand dieses basischen Körpers gegen NW zu aus dem normalen Streichen in eine Lage parallel zum Talhang der Val Grande gedreht werden. Es könnte sich hier eventuell um den hangenden Teil einer NW-vergenten Falte handeln, deren Stirne über der Val Piana wegerodiert worden ist (siehe gestrichelte Linie im Profil c—c'). Diese Möglichkeit wird aus lithologischen Erwägungen heraus in Betracht gezogen, da sowohl bei La Teisa als auch unmittelbar unterhalb der Mündung der Val Piana die Assoziation jener charakteristischen Gesteinstypen auftritt, die auf S. 1001 als a und b bezeichnet wurden. Diese Konstruktion bleibt aber ohne eine genauere Untersuchung doch sehr hypothetisch, so dass sie im folgenden ausser acht gelassen werden soll.

c) Die Stereometrie des Gewölbes

Die beiden Antiformen im Strukturbezirk III, das geschlossene Gewölbe und die gebogene südliche Schenkelpartie auf der Seite der Val Grande, weisen genau dieselben Verformungscharakteristika auf, weshalb auf die getrennte Darstellung ihrer s-Flächen in zwei Diagrammen verzichtet werden konnte. Ihr Bau ist triklin. Er setzt sich aus einer zylin-

drisch gebogenen Scheitelpartie und aus kegelförmig um ähnlich orientierte Achsen verbogenen Schenkeln zusammen. Dies ist die Erklärung für die S-Form der Fläche, die durch die 0,5 %-Kurve im Diagramm III der Tafel IX umrissen wird. Als einziges Symmetrieelement des Gewölbebaus ergibt sich nur eine polare 2-zählige Achse. Sie fällt mit ca. 70° gegen S 50° W ein. Nachfolgend die Charakteristika der durch die s-Flächen vorgezeichneten Körper:

Körper	ungefähre Orientierung der Achse	Öffnungswinkel
Gewölbeschenkel: Kegel	N 90° E / 25° E	ca. 50
Gewölbescheitel: Zylinder	N 0° E / 15° N	—

Der trikline Aufbau erlaubt höchstens die Festlegung einer mittleren Rotationsachse der s-Flächen. Die im Diagramm III eingezeichnete Richtung B stellt, wie der senkrecht dazu stehende Grosskreis zeigt, eine vernünftige mittlere Rotationsachsen-Richtung (G_s^{III}[38]) dar.

3. Der Strukturbezirk IV

Dieser Bezirk wurde ausgeschieden, weil in ihm die s-Flächen in ein ungewöhnliches N-gerichtetes Streichen einschwenken. Dies geschieht um eine Achse G_s^{IV}, die genau parallel zu der hier auftretenden mittleren Lineationsrichtung orientiert ist (siehe Diagramm IV).

750 m östlich Alpe Val Gabbio ist im Bachbett die 150 m breite Scheitelpartie einer Grossfalte aufgeschlossen. Sie taucht mit 35° gegen NE ab und grenzt im NW hart an die Insubrische Linie (siehe Profil a—a'). Ihre äussersten Schenkel wurden dort in die Streichrichtung des Canavese gepresst. Das Auftreten angepresster s-Flächen des Ivrea-Kristallins entlang der Insublischen Linie kann im Arbeitsgebiet überall wieder beobachtet werden. Im Diagramm IV äussert es sich im Auftreten eines s-Flächen-Feldes im linken obern Quadranten der Kugelprojektion.

4. Der Strukturbezirk V (nördliches Gewölbe)

a) Die Gewölbestruktur

Der Strukturbezirk V wird im NW durch die Insubrische Linie und im SE durch den Granofels-Hauptzug begrenzt. Er umfasst somit den

[38]) G_z^y bedeutet im folgenden die Achse irgend einer zylindrisch oder angenähert zylindrisch gebogenen Antiform im Strukturbezirk y, deren Lage entweder aus dem zugehörigen s-Flächendiagramm der Fig. 13 (z = s) oder aber aus dem geologischen Aufschlussverhältnissen (z = g) ermittelt wurde.

ganzen Bereich der geschlossenen Gewölbestruktur. Deren Verlauf tritt auf der Karte der Strukturbezirke (Fig. 13, S. 1056) klar in Erscheinung. Hier ist die Scheitelpartie in Form einer dreigeteilten s-Flächen-Zone ausgeschieden (Einfallen von s = 0—20° bzw. 20—40° bzw. > 40°). Sie beschreibt einen Bogen. Dies erklärt sich daraus, dass die Achsenebene dieses Gewölbes die Gebirgskette zwischen der Val Serena und der Valle d'Ossola nicht vertikal, sondern ziemlich flach, bei einem mittleren Einfallen von 51° nach NW, quer durchschneidet. Die Schnittlinie der Achsenebene mit der Gebirgsoberfläche ist daher in der Vertikalprojektion stark gekrümmt.

Beiderseits des Hauptgrates sind die inneren Gewölbeteile bis tief hinunter aufgeschlossen. Sie enthüllen eine weitgehend rhombische Gewölbestruktur. Immerhin sind, wie aus dem Sammelprofil hervorgeht, nicht nur die Schenkel relativ zum Dach des Gewölbes ungleich mächtig ausgebildet, sondern auch die beiden Schenkel unter sich. Das Dach erreicht die grösste, der NW-Schenkel die geringste Mächtigkeit. An mehreren Stellen beobachtet man, dass der Scheitel des Mantels über eine viel stärkere Krümmung in den S-Schenkel übergeht (z. B. 500 m W Pzo. Proman und 300 m NE Piazzeda) als in den N-Schenkel.

Eine deutliche Disharmonie im Bau des Gewölbes stellt man 300 m S A. Serena fest. Ein Teil des ultrabasischen Kerns ist hier in den Mantel hineingewickelt. Weiter treten einige flachliegende Grossfalten im äussern Teil des innern Gewölbemantels auf (250 m NE Piazzeda), die ebenfalls eine leichte Disharmonie in den Gewölbebau bringen.

Im Teilbezirk V A 1 biegt der N-Schenkel des nördlichen Gewölbes im Bereich des Riale Crot W A. la Piana – A. la Motta in flachliegende Schichtglieder ein und setzt hier offenbar zu einem „Satellitengewölbe" an, das NW an das nördliche Gewölbe anschliesst.

b) Die Stereometrie des Gewölbes

I. Der Verlauf der Gewölbeachse

Die weitgehend rhombische Symmetrie des Gewölbes kommt natürlich auch im s-Flächen-Diagramm V zum Ausdruck. Die Teil-Diagramme V A, V B und V C enthüllen aber zusätzlich, dass das Gewölbe in seinen einzelnen Längsabschnitten etwas verschieden gebaut ist.

Zur Ermittlung der Raumlage der Gewölbeachse können in unserem Fall sowohl die s-Flächen-Diagramme als auch die geologischen Aufschlussverhältnisse beigezogen werden. So ergibt die Verbindung sich entsprechender Kulminationspunkte in den beiden fensterartig aufge-

schlossenen Kernpartien (siehe Fig. 13, S. 1056) die mittlere Lage einer tiefliegenden Gewölbeachse G_g^V = N 45° E / 10° SW. Sie ist nicht zu vergleichen mit einer Achse G_s^V = N 50° E / 5° NE, die aus dem gesamten s-Flächendiagramm V ermittelt werden kann, da diese im Durchschnitt höher liegt. Die Messungen der Planartextur in den Unterbezirken VA und VC stammen dagegen hauptsächlich aus den untern Gewölbepartien, weshalb die daraus zu ermittelnden Achsen G_s^{VA} und G_s^{VC} unter einem gewissen Vorbehalt dazu verwendet werden dürfen, durch Vergleich mit G_g^V die Raumlage von G_s^{VB} abzuleiten; denn diese ist nur in einem höhern Niveau des Teilbezirkes VB bekannt (N 35° E / 4° SW) und kann hier aus der triklinen Anordnung der Flächenpole heraus nur schwerlich eruiert werden. Das Resultat dieses Vergleichs sieht folgendermassen aus: Berücksichtigt man die relative Länge der 3 Unterbezirke parallel zur Gewölbeachse, so erhält man die Raumlage von G_g^V aus dem Streichen und Fallen von G_s^{VA} (N 56° E / 5° SW), G_s^{VB} (?) und G_s^{VC} (N 50° E / 7° NE) nur, wenn für G_s^{VB} eine Orientierung von N 35—40° E / 15—20° SW angenommen wird. Das bedeutet, dass die Gewölbeachse, die ungefähr dem Kernscheitel entlangläuft, keine Gerade, sondern eine hauptsächlich nach oben und nach E gekrümmte Linie mit Richtungsänderungen bis mindestens 15° darstellt. Das Gewölbe erweist sich also bei näherer Betrachtung als deutlich triklin.

II. Die s-Flächendiagramme der Unterbezirke

Die Diagramme VA und VC offenbaren eine weitgehend rhombische Symmetrie, ganz im Gegensatz zu VB. Dieses Diagramm gemahnt in seiner S-Form sofort an dasjenige aus dem Strukturbezirk III. Es wird auf der Tafel IX auch im nicht ausgezählten Zustand dargestellt, damit der Leser einen unmittelbareren Eindruck von der vollkommen S-förmigen Verteilung der s-Flächen-Projektionen erhält. Verursacht wird die niedrige Symmetrie praktisch allein durch den Anteil des mit VB3 bezeichneten Teilbezirks. In ihm rotieren die s-Flächen um eine ähnliche Zylinderachse wie im Strukturbezirk IV (G_s^{IV}: N 71° E / 35° NE), der ja auch die nordöstliche Fortsetzung dieses Teilbezirks, d. h. des südlichen Gewölbeschenkels darstellt. Diese Achse kann aber auch als Kegelachse angesehen werden, wenn die s-Flächen des Teilbezirks VB1, des nördlichen Schenkels, in die Betrachtung miteinbezogen werden. In der Scheitelpartie VB2 stellt man demgegenüber eine Zylinderachse fest, die ungefähr jenes Streichen und Fallen aufweist, wie es vorhin für G_s^{VB} errechnet wurde.

In der nachfolgenden Aufstellung sind die Charakteristika der durch die s-Flächen vorgezeichneten Körper im Teilbezirk VB angeführt:

Körper	ungefähre Orientierung der Achse	Öffnungswinkel
Gewölbeschenkel: Kegel	N 60° W / 0— 5° NW	ca. 100°
Gewölbescheitel: Zylinder	N 35° E / 5—15° SW	—

Ein Vergleich mit der analogen Aufstellung auf S. 1059 lässt erkennen, dass die Streichrichtungen der Zylinder- und Kegelachsen in den beiden Gewölben einheitlich um einen bestimmten Winkel gegeneinander verdreht sind. Nur die unterschiedliche Grösse der Kegelöffnung verhindert, dass die beiden Zylinder-Kegelmodelle durch eine einmalige, oder, zur leichtern Vorstellung, durch zweimalige Drehung um ca. 35°, erst um eine vertikale, dann um eine horizontale, ca. E-W-gerichtete Achse, miteinander zur Deckung gebracht werden können. Zu bemerken ist hiebei, dass die s-Flächenmessungen im mittleren Teil des Diagramms III ebenfalls, wie in VB, fast ausschliesslich aus den höchsten Partien des Gewölbes stammen.

c) Das strukturelle Verhältnis zwischen dem Gewölbebau und der Insubrischen Linie

Nach langem, vermutlich nur angenähert parallelem Verlauf zur Insubrischen Linie (siehe nächster Abschnitt) wird diese Antiklinale bei A. Serena bis in ihren S-Schenkel durch die Insubrische Linie angeschnitten, kurz nachdem sie zwischen Moncucco und Pzo. Proman in ein etwas stärker nördlich gerichtetes Streichen eingebogen ist. Die mittlere Raumlage der Achsenebene im Untersuchungsgebiet, die sich aus den feldgeologischen Verhältnissen ergibt, liegt bei N 38° E / 51° NE, wogegen die mittlere Orientierung der s-Flächen in der angrenzenden Canavese-Zone N 53° E / 48° NW beträgt. Neben auffallend ähnlichen Fallbeträgen divergieren die Streichrichtungen also beträchtlich. Es äussert sich hier die strukturelle Unabhängigkeit der NW und SE der Insubrischen Linie gelegenen Gebirgsteile.

d) Fortsetzung der nördlichen Gewölbestruktur ausserhalb dem Untersuchungsgebiet

I. Fortsetzung nach SW

Über die Fortsetzung der nördlichen Gewölbestruktur nach SW kann nur sicher gesagt werden, dass sie sich sowohl im östlichen als auch im

westlichen Talhang der Valle d'Ossola noch erkennen lässt[39]). Deutlich tritt hier auch das NW anschliessende „Satellitengewölbe" hervor (besonders ausgeprägt zwischen Vogogna und Premosello, weniger klar zwischen Loro und Megolo), welches in dem von mir untersuchten Gebiet durch die Insubrische Linie bis auf seinen südöstlichen Ansatz abgeschnitten wurde (siehe S. 1060). Da das Satellitengewölbe nicht nur in der Valle d'Ossola sondern auch noch im Bereich des R. Crot auftritt, muss die Achse dieses Satellitengewölbes ebenfalls leicht nach SW geneigt sein, wie diejenige des nördlichen Gewölbes.

Charakteristisch für den Gewölbekern ist eine Anreicherung von Ultrabasiten (und das Auftreten von grobflaserigen Pyriklasiten B). So bilden auch in der Valle d'Ossola die Ultrabasite von Premosello und Megolo die innersten erkennbaren Gewölbepartien, und es liegt deshalb die Vermutung nahe, dass diejenigen von Campello Monti und die südwestlich davon gelegenen Ultramafitite ebenfalls Kernpartien der nach SW hin verlängerten Gewölbestruktur darstellen könnten.

Die Detailkartierung der Gewölbestruktur auf beiden Talseiten der Valle d'Ossola wird es ermöglichen, eventuelle Versetzungsbeträge der durch das Tal getrennten Teile genau zu ermitteln. Einer groben Schätzung nach fehlen sie oder sind jedenfalls so gering, dass der von SCHILLING in Betracht gezogene Bruch längs des Tales sehr hypothetisch wird und, auch aus zahlreichen andern Gründen, die sich aus den Resultaten der vorliegenden Arbeit ergeben, auf keinen Fall für die Ersetzung des basischen Hauptgesteinszuges durch die Stronalithe und Kinzigitgneisse verantwortlich gemacht werden darf.

II. Fortsetzung nach NE

Der Peridotitstock von Finero verjüngt sich gegen oben und wird nach WALTER von Gesteinen des südlich anschliessenden basischen Hauptgesteinszuges überlagert. Da die Kontakte zwischen den basischen und ultrabasischen Gliedern diskordant verlaufen, zieht VOGT die Möglichkeit in Betracht, dass die basischen Fragmente auf dem Peridotitstock nur abgesackte Partien des basischen Hauptgesteinszuges darstellen. Flachliegende grobflaserige Pyriklasite B und Ultrabasite in der untersten Valle Aperta (südliches Seitental der Val Fiorina) weisen jedoch darauf hin, dass sich die nördliche Gewölbestruktur noch weiter

[39]) Bei dem auf der geologisch-petrographischen Kartenskizze von SCHILLING als „Gabbro vom Typ Anzola" bezeichneten, ca. 1,5 km mächtigen basischen Zug zwischen Premosello und Cuzzago handelt es sich in Tat und Wahrheit um Pyriklasite des Gewölbemantels.

NE-wärts verfolgen lässt. Sie ist nur noch dort erhalten, wo sie von der Insubrischen Störungsfläche nicht abgetrennt wurde. Es wäre deshalb zu untersuchen, ob nicht auch der Peridotitstock von Finero einen zentralen Bestandteil dieser nördlichen Gewölbestruktur darstellt.

5. Der Strukturbezirk VI

Die Insubrische Störung hat am NW-Rand des Untersuchungsgebietes einen durchgehenden Zerrüttungshorizont von 1 bis 50 m Mächtigkeit erzeugt, welcher die Canavese- von der Ivrea-Zone trennt. In ihm sind Verschuppungen und Mylonitisierung verbunden mit Imprägnationen hydrothermaler Art herrschend.

Die s-Flächen der anschliessenden Canavese-Zone stellen Schieferungsflächen der mittleren Orientierung von N 53° E / 48° NW dar, die dieser Grenzschicht äusserst konstant parallellaufen, im Gegensatz zu den Planartexturen der Ivrea-Zone, die stellenweise stark schief in die erwähnte Grenzschicht hineinstreichen, wenn sie nicht parallel dazu eingeschlichtet wurden (siehe S. 1059). Die Bewegungen in diese flachgepresste Lage hinein gingen um ziemlich steile, NW bis SW fallende Achsen vor sich (vgl. Diagramm VC1).

6. Zusammenfassende Darstellung des s-Flächenverlaufs im untersuchten Abschnitt

Die s-Flächen streichen im Dissertationsgebiet durchschnittlich N 53° E. Ganz im Süden stehen sie vertikal. Gegen NW zu verlieren sie dieses konstant steile Fallen. Es folgen sich kurz hintereinander zwei Gewölbe von etwa 1,5 km Schenkelweite, keilartig getrennt durch einen nach unten und nach SW ausdünnenden P-H-Granofelszug. Das nördliche Gewölbe wird im NW durch die Insubrische Linie und die parallel zu ihr verlaufende Canavese-Zone begrenzt und auch schief angeschnitten. Es weist eine flachere und stärker nördlich streichende mittlere Gewölbeachsenrichtung von N 45° E / 10° SW auf als das südliche Gewölbe mit N 56° E / 30° NE.

Die Symmetrie der beiden Antiformen ist, bezogen auf ihre ganze Ausdehnung im Arbeitsgebiet, triklin. Die s-Flächen ihrer Querschnitte lassen sich nicht überall um eine Zylinderachse abwickeln. Im südlichen Gewölbe und im mittleren Längsabschnitt des nördlichen Gewölbes können die Schenkel als Bestandteile eines Kegels und die Scheitelpartie als Teil eines Zylinders aufgefasst werden.

Die aus den entsprechenden s-Flächen-Diagrammen (III und VB, Tafel IX) abgeleiteten Zylinder-Kegelmodelle des südlichen und nördlichen Gewölbes lassen sich durch zwei Drehungen von je etwa 35 ° erst um eine vertikale und dann um eine horizontale, etwa E-W-gerichtete Achse in koaxiale Lage bringen. Obschon sie sich ihrer allgemeinen Orientierung und ihrem geologisch-petrographischen Aufbau nach stark unterscheiden, ist die stereometrische Ähnlichkeit der beiden Gewölbe also abschnittweise recht gross.

III. DIE LINEARE PARALLELTEXTUR

A. Charakterisierung der linearen Paralleltextur

Die Bezeichnungen für die in dieser Arbeit ausgeschiedenen Gruppen linearer Paralleltexturen sind wie folgt zu interpretieren:

Lineationen:	Mineralschnüre (zeilenartiges Aneinanderreihen von Biotit und/oder Granat und Sillimanit), eingeregelte Elongationsrichtungen von Sillimanit und Hornblende; im nördlichen Gewölbebezirk auch linsenförmige Hornblenden, Quarz-„Fasern" und gelängte Mafitaggregate.
Wellungsachsen:	Achsen schwach gewellter Glimmerlagen in Kinzigitgneissen.
Kleinfaltenachsen:	Achsen von Falten mit Schenkelabständen kleiner als 2 m.
(Grossfaltenachsen:	Falten mit Schenkelabständen zwischen 2 und 200 m.)
Riefungen:	Striemen auf Rutschharnischen.

B. Der Verlauf der linearen Paralleltextur in den Strukturbezirken I—VI

1. Die Strukturbezirke I—V

Die Strukturkarte II zeigt, dass die Lineationen, Wellungs- und Kleinfaltenachsen im Kleinbereich untereinander eine subparallele Raumlage einnehmen, die mit der Richtung der Grossfaltenachsen überall übereinstimmt und von Strukturbezirk zu Strukturbezirk nur wenig variiert. Es scheint somit gerechtfertigt, sie als gleichaltrig und zusammenfassend als B-Achsen zu bezeichnen. Während aber im SE die Lineationen stellenweise schwer messbar sind, ist im nördlichen Gewölbebezirk in den Stronalithen und in den basischen Gesteinen fast immer eine ausgeprägte Lineartextur entwickelt, der nicht wie im SE grano- oder nematoblasti-

sche, sondern blastoklastische bis blastomylonitische Kornverbände zugrunde liegen. Es wird später die Frage überprüft werden müssen, ob zwischen den Lineationen des NW und des SE nicht eventuell ein altersmässiger Unterschied besteht. Ohne diese Möglichkeit zu berücksichtigen bezeichne ich beide vorerst als B.

Wie die nachfolgende Zusammenstellung zeigt, variiert die mittlere B-Richtung innerhalb den Strukturbezirken I—III (südöstlicher Gebietsabschnitt) bzw. IV, VA3, VB3, VC3 (nordwestlicher Gebietsabschnitt, S-Schenkel des nördlichen Gewölbes) nur geringfügig. Die Streichrichtung ändert aber vom südöstlichen zum nordwestlichen Gebietsabschnitt ziemlich stark (um etwa 13°), wogegen der Fallbetrag konstant bleibt:

Strukturbezirk	mittlere B-Richtung
I	N 50° E / 29° NE
II	N 57° E / 43° NE
III	N 55° E / 27° NE
IV	N 68° E / 33° NE
VA3+VB3+VC3	N 68° E / 36° NE
Mittel aus I—III (südöstlicher Gebietsabschnitt)	N 54° E / 33° NE
Mittel aus IV+VA3+VB3+VC3 (nordwestlicher Gebietsabschnitt, S-Schenkel des nördlichen Gewölbes)	N 68° E / 35° NE

Einen interessanten Aspekt vermittelt die Beziehung zwischen den Gewölbeachsen und den B-Achsen. Schon in der ersten Hälfte des strukturellen Teils wurde darauf hingewiesen, dass in den Strukturbezirken III und IV das Lot auf den Grosskreis der s-Flächen-Pole gut mit der mittleren B-Achsenlage übereinstimmt. In III wird diese Feststellung allerdings dadurch etwas entwertet, dass hier nur eine mittlere Lage der Gewölbeachse ermittelt werden kann. Doch die Parallelität zwischen den Grossfaltenachsen umbiegender basischer Züge im zentralen Teil des Gewölbes, der Kleinfältelung an deren Aussenrand und den Lineationen ist in jedem Fall sicher nachweisbar. Es ist deshalb anzunehmen, dass alle diese Linearen, inklusive die Gewölbeachse, ihr Entstehung demselben Verformungsakt verdanken. Im Gegensatz dazu steht im Bezirk V die Gewölbeachse G_g^V (N 45° E / 10° SW) stark schief zu der mittleren B-Achsen-Richtung des nordwestlichen Gebietsabschnitts, S-Schenkel (N 68° E / 35° NE), und die Lineationen sind hier (mit den s-Flächen zusammen) um die Gewölbeachse herum verbogen. Ein Hinweis darauf,

dass sie sämtliche Verbiegungen der s-Flächen, sogar bis zur triklinen Form, mitmachten, liefert die Tatsache, dass die B-Achsen in den Diagrammen V, VA, VB, VC, VD nur mehr oder weniger angenähert auf Kleinkreisen liegen. So sollten die B-Achsen des NW-Schenkels bei rhombischer Verformung WSW-Streichen aufweisen (wie z. B. SW A. Stavelli) und nicht vorherrschendes WNW-Streichen. Die mehr oder weniger starke Triklinität der s-Flächen-Diagramme gibt sich also, wie besonders gut im Diagramm VB nachgeprüft werden kann, auch in den B-Achsen-Diagrammen zu erkennen.

Den Beweis dafür, dass sich die Lineationen, je nach dem Triklinitätsgrad der s-Flächenverteilung, mehr oder weniger vollkommen um die Gewölbeachse herum abwickeln lassen, wird in den beiden Diagrammen des Unterbezirks VD geliefert. Dieser Unterbezirk weist eine verhältnismässig schwache Triklinität auf und ist deshalb für den Abwicklungsprozess besonders geeignet. Er weist 53 Lineations- und s-Flächenmessungen aus dem Bereich der Ivrea-Zone und 3 aus demjenigen der Canavese-Zone vor. Bei der Abwicklung der s-Flächen aus der Ivrea-Zone um die Achse G^{VD} in die Horizontalebene verändert sich die Streubreite der zugehörigen, mitgedrehten Lineationen nicht. Diese sind also vor der Entstehung des Gewölbes in seiner heutigen Form geprägt worden. Ganz anders verhalten sich aber die 3 Lineationen aus der Canavese-Zone. Sie kommen nach dem Abwicklungsprozess weit ausserhalb des Feldes zu liegen, welches die abgewickelten B-Achsen der Ivrea-Zone besetzen.

2. Der Strukturbezirk VI

Die lineare Paralleltextur in diesem Strukturbezirk setzt sich aus schmalen, langgezogenen Fasern, bestehend aus hellen Gemengteilen sowie aus Klein- und Knitterfaltenachsen zusammen. Es treten zwei Hauptrichtungen hervor, N 20° E / 40° NE und N 75° E / 20° W, deren Altersbeziehung nicht eindeutig abgeklärt werden konnte (siehe aber bei B. Reinhard, op. cit.). Lineationen und Kleinfaltenachsen sind in beiden Richtungen vertreten, Knitterfalten kommen dagegen nur NE-streichend vor. Zwischen den Hauptrichtungen gibt es, wie das Diagramm VI festhält, einen fliessenden Übergang. Wie dieses Diagramm, die Strukturkarte II und das weiter oben beschriebene Abwicklungsmanöver zeigen, ist der Verlauf der linearen Paralleltextur in der Canavese-Zone von demjenigen in der Ivrea-Zone vollkommen unabhängig, worauf schon Schilling hinwies.

C. Diskussion über das Alter der Lineationen in blastoklastischen bis blastomylonitischen Gesteinstypen und über die Entstehung des nördlichen Gewölbes

Wie aus dem Kapitel B 1 hervorgeht, laufen die auf blastoklastischen Korngefügen basierenden Lineationen im S-Schenkel des nördlichen Gewölbes und in dessen Fortsetzung gegen NE, im Strukturbezirk IV, der allgemeinen B-Achsenrichtung weitgehend parallel. Insbesondere stimmen die Fallbeträge genau miteinander überein (siehe S. 1066). Diese Tatsache kann auf drei Arten erklärt werden:

1. Die Lineationen der Blastoklasite sind gleichzeitig mit denjenigen der granoblastischen Metamorphittypen entstanden, auf Grund eines andern Verhältnisses von Deformations- und Kristallisationsgeschwindigkeit, evtl. unterstützt durch eine allgemeine Wasserarmut des pyroxengranulitischen Faziesbezirks.

2. Die Richtung der auf blastoklastischen Korngefügen basierenden Lineationen wurde durch die bereits vorhandene Strukturanisotropie der granoblastischen Metamorphite vorausbestimmt, oder

3. sie koinzidiert zufällig mit der B-Achsenrichtung dieser Metamorphite. Die blastoklastischen Lineationen sind in diesen beiden Fällen jünger als diejenigen, die auf granoblastischen Gefügestrukturen basieren.

Es ist auf Grund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse nicht möglich, eindeutig zu entscheiden, welcher dieser drei Fälle nun tatsächlich zutrifft und in welchem zeitlichen Verhältnis die B-Achsen in den granoblastischen und in den blastoklastischen Metamorphiten zueinander entstanden sind. Zwar wurde auf S. 1008 erwähnt, dass der Mineralbestand der Blastoklasite keine wesentlichen Veränderungen gegenüber demjenigen der undeformierten granoblastischen Äquivalente zeigt. Beidemale waren Bedingungen der Pyroxengranulitfazies herrschend. Es ist somit einschränkend anzunehmen, dass die beiden Strukturtypen innerhalb derselben orogenen Periode und nach demselben Verformungsplan entstanden sind. Dies gestattet es aber streng genommen noch nicht, sie als gleichaltrig zu bezeichnen, da sie verschiedenen Verformungsphasen dieser orogenen Periode angehören könnten.

Bereits wurden Gründe für die Tatsache, dass die blastoklastischen Lineationen auf den nördlichen Gewölbebezirk beschränkt sind, erwähnt: Ein anderes Verhältnis von Deformation und Kristallisation sowie die allgemeine Wasserarmut des pyroxengranulitischen Faziesbezirks. Berücksichtigt man, dass der ganze nördliche Gewölbebezirk äusserst arm an Falten irgendwelcher Art ist, die einen gerichteten Stofftransport und Druck, wie er sich in der Ausbildung dieser Lineationen deutlich kundtut

(siehe S. 1009), verständlich erscheinen lassen würde, so muss zusätzlich dazu angenommen werden, dass ein Verbiegungsakt im Bereich des nördlichen Gewölbes, verbunden mit axialem Stofftransport, diese Lineationen hervorgebracht hat. Der Endzustand dieses Verbiegungsaktes kann aber nicht mit dem Zustand des Gewölbes identifiziert werden, in dem es heute vorliegt, da die Lineationen nicht parallel zur Gewölbeachse verlaufen. Es muss demzufolge auf die Existenz einer ersten Antiform mit einer Achse parallel zur Richtung der B-Lineationen geschlossen werden, die später derart deformiert wurde, dass die B-Lineationen schief zur neugebildeten Gewölbeachse zu liegen kamen. Erhärtet wird dieses Postulat durch folgende Tatsachen:

1. Die Lineationen im gebogenen S-Schenkel des nördlichen Gewölbes und in der nordöstlichen Fortsetzung des Schenkels, in der weitgespannten Verbiegung im Bezirk IV, laufen auffallend genau parallel zur Achse dieser Verformungen. Der S-Schenkel des Gewölbes scheint demnach den weitgehend unveränderten Teil, ein „Strukturrelikt" einer früheren Antiform darzustellen.

2. Wird die Existenz einer früheren Antiform bestritten, so muss das Gewölbe aus der Verbiegung einer isoklinal einfallenden (bereits steilstehenden, Begründung siehe Fussnote 41, S. 1070) Gesteinsserie heraus entstanden sein. Diese Verbiegung müsste nach der Entstehung der blastoklastischen Gefüge vor sich gegangen sein, denn die auf diesen Gefügen basierenden Lineartexturen sind ja abwickelbar. Es wäre daher zu erwarten, dass dieser Vorgang zumindest in der Quarzreglung der Stronalithe A registriert worden ist; d. h., dass an exponierten Stellen, so z. B. im Gewölbedach, wo die B-Achsen quer zur Gewölbeachse streichen, die Quarzregelung nicht mehr dieselben Gefügekoordinaten zu erkennen gibt, wie zum Beispiel die resistentere Sillimanit-Regelung. Allgemein gesagt, müssten Abweichungen zwischen der B-Achsenrichtung, wie sie in der Strukturkarte II eingetragen ist, und der b-Achsenrichtung der Quarzgefüge festgestellt werden. Aus den Gefügeanalysen zweier blastomylonitischer Tektonite aus dem nördlichen Gewölbebezirk (siehe S. 1072) kann aber herausgelesen werden, dass dies nicht der Fall ist, womit gleichzeitig auch die genetische Interpretation der Blastoklasite (siehe S. 1068) bestätigt wird. Es muss deshalb nach einem Vorgang gesucht werden, der eine alte, NE-geneigte Antiform mit homoaxialen Lineationen so deformieren konnte, dass die Lineationen schief und abwickelbar zur neuentstehenden, jetzt flachen Gewölbeachse zu liegen kamen.

Wie das Beispiel eines faltenförmig gebogenen, NE-geneigten Papier-

bogens mit subparallel zur Faltenachse aufgezeichneten Lineationen zu zeigen vermag, ergibt sich ein derartiger Vorgang dadurch, dass der NW-Schenkel gegen den SW-Schenkel durch drehende Bewegung parallel zur Achsenebene nach NW verschoben wird[40]). Bedenkt man, dass das Gewölbe der Insubrischen Linie auf grössere Distanz ungefähr parallelläuft, so liegt es nahe, eine Verschiebung entlang einer alten Anlage dieser Störung als erzeugende Kraft des soeben geschilderten Vorgangs anzunehmen. Aus dieser zweiten Verformung liesse sich auch die Entstehung der Triklinität des nördlichen (und des südlichen) Gewölbebaus erklären, wie sie sich in der S-Form der s-Flächen-Verteilung im Diagramm VB (und III) äussert.

IV. GLIEDERUNG DER KINEMATISCHEN PROZESSE (KINEMATISCHES ZEITSCHEMA)

Im vorhergehenden Kapitel wurden Gründe angeführt, die einen etwas ausgefallenen kinematischen Vorgang verlangen (im folgenden Hypothese A genannt) um die Entstehung des nördlichen Gewölbes zu erklären. Es wäre viel plausibler, einfach eine Verbiegung steilgestellter[41]) Serien mit bereits nach SE abtauchenden Lineartexturen und -strukturen um eine horizontale Achse, die heutige Gewölbeachse, anzunehmen, z. B. unter dem Einfluss einer Aufwärtsbewegung des Ivrea-Kristallins entlang einer alten Anlage der Insubrischen Störung (Hypothese B).

Im folgenden seien einzelne Punkte festgehalten, die sicher für beide Hypothesen gleichzeitig gelten:

1. Das nördliche Gewölbe erreichte seine heutige Form nach der Ausbildung der Planar- und Lineartexturen, denn diese sind um die Gewölbeachse abwickelbar.

2. Die klare Beschränkung der Ultramylonite auf den nördlichen Gewölbebezirk (S. 1048) zeigt, dass die Genese dieser Deformationsprodukte mit der Gewölbebildung im Zusammenhang stehen dürfte.

3. Da die Gewölbestruktur von der Insubrischen Linie durchschnitten wird, muss sie älter als diese sein, mindestens syn-, vermutlich aber präalpin.

[40]) Dieser Mechanismus wird durch R. Schmid (1966b, S. 690) näher erläutert.

[41]) Auf S. 1066 wurde die Ansicht vertreten, dass die Gewölbebildung im S mit der Prägung der B-Achsen und diese also mit dem Zusammenschub und der Steilstellung der Serien zusammenfällt.

4. Da sich das nördliche Gewölbe, als einzige bisher bekannte flachaxiale Antiform im Bereich der Ivrea-Zone, ausgerechnet entlang der Insubrischen Linie hinzieht, scheint die Annahme begründet, dass diese Struktur mit Bewegungen, eventuell auch einem Ablösungsvorgang des Ivrea-Kristallins entlang einer älteren Anlage dieser Störung zusammenhängt.

Sicher lassen sich also zwei kinematische Phasen unterscheiden, die zeitlich auseinanderliegen: Es haben sich folgende Prozesse in ihnen abgespielt:

1. kinematische Phase: Orogene Phase

Verfaltung und Steilstellung der Planartexturen, Gewölbebildung im S, Ausbildung von Faltenachsen und Lineationen (B-Achsen) auf der Basis grano- bis nematoblastischer Korngefüge im ganzen untersuchten Abschnitt.

Vermutlich etwas später, im nördlichen Gewölbebezirk: Entstehung von Lineationen auf der Basis blastoklastischer bis blastomylonitischer Korngefüge (vermutlich als Folge eines raschen Verformungsaktes, der zur Bildung einer ersten Antiform führte).

2. kinematische Phase: Postorogene, präalpine Phase

Entstehung des nördlichen Gewölbes in seiner heutigen Form, vermutlich im Gefolge von Differentialbewegungen entlang einer alten Anlage der Insubrischen Linie. Verbiegung der Lineationen in eine abwickelbare Lage bezüglich der Gewölbeachse. Trockene Deformation, Entstehung von Kataklasiten.

Aus dem strukturellen Verhältnis zwischen dem nördlichen Gewölbe und der Insubrischen Linie ergibt sich eine

3. kinematische Phase: Alpine Phase

Teile des nördlichen Gewölbes werden durch die Insubrische Linie abgetrennt. Entstehung von zum Teil epimetamorph umgewandelten Myloniten in und entlang der Insubrischen Störungszone.

Es stellt sich nun noch die Aufgabe, die Ultramylonite, Gangmylonite und rekristallisierten Mylonite in eine der drei kinematischen Phasen einzustufen.

Da die *Ultramylonite* gleiche Lineationsrichtungen wie die Blasto-

klasite und Blastomylonite aufweisen und wie diese gleichfalls rekristallisierten, allerdings nur partiell, müssen sie diesen zeitlich gleichgestellt und einfach als Gesteinslagen angesehen werden, in denen die Deformation noch stärker über die Kristallisation dominierte als in den Blastomyloniten. Demnach fallen sie in die erste kinematische Phase.

Die *Gangmylonite* sind, wie bereits auf S. 1049 ausgeführt wurde, offenbar jünger. Es kann nicht entschieden werden, ob sie schon in der zweiten oder erst in der dritten kinematischen Phase entstanden sind.

Die *rekristallisierten Mylonite* schliesslich dürften späte Produkte der ersten kinematischen Phase darstellen. Sie rekristallisierten zwar, doch nicht mehr unter den Bedingungen der Granulit-, sondern der Amphibolitfazies.

V. GEFÜGEANALYSEN

A. Beispiele für die Quarz- und Sillimanit-Regelung im nördlichen Gewölbebezirk

Sämtliche der in Fig. 14 dargestellten Diagramme der Quarz- und Sillimanit-Gefügeanalysen sind senkrecht zur Lineartextur orientiert. Im ersten Fall ist diese äusserlich hauptsächlich durch die gute Einregelung des Sillimanits erkennbar, im zweiten durch eine riefungsähnliche Striemung auf den s-Flächen.

1. Stronalith A (SD 139), aus dem Dach des nördlichen Gewölbes (Koord. 52660/97320): Gebänderter, blastomylonitischer Sillimanit-Granat-Kalifeldspat-Quarzfels; Quarz granuliert, Kalifeldspat in Form von Porphyroklasten, Granat weitgehend undeformiert, Sillimanit undulös (siehe Fig. 36, Tafel V).

Die Deformation widerspiegelt einen Zustand auf dem Weg zur extremen Blasto-Mylonitisierung, wie sie in SD 190 A (nächstes Beispiel) erreicht wird. Das Quarzdiagramm zeigt einen ac-Gürtel mit doppelt besetzten Maxima II (nach B. Sander, 1950), wie er für B-Tektonite charakteristisch ist. Im Sillimanit-Diagramm ist die Regelung der c-Achsen für die mit dem Granat verwachsenen Körner bedeutend weniger vollständig als für die isoliert in der leukokraten Grundmasse liegenden Individuen. Wie weit dieser Zustand die Regelung des Sillimanits vor der Blastokataklase widerspiegelt, und wie weit er durch Rotation der Granatkörner im Gefolge von Differentialbewegungen in Richtung von a herbeigeführt wurde, ist nicht zu entscheiden.

2. Pyroxenhaltiger Stronalith (SD 190 A) aus der südlichen Schenkelpartie des nördlichen Gewölbes (Koord. 53210/98080): Blastomylonitischer, pyroxenführender Granat-Plagioklas-Kalifeldspat-Quarzfels. Quarz und Kalifeldspat granuliert, Plagioklas in Form von Porphyroklasten, Granat weitgehend undeformiert (siehe Fig. 37, Tafel V).

Das Gefügediagramm zeigt vollkommene Regelung der Quarz-Achsen mit einer starken Häufung im Maximum II (Sander, op. cit.).

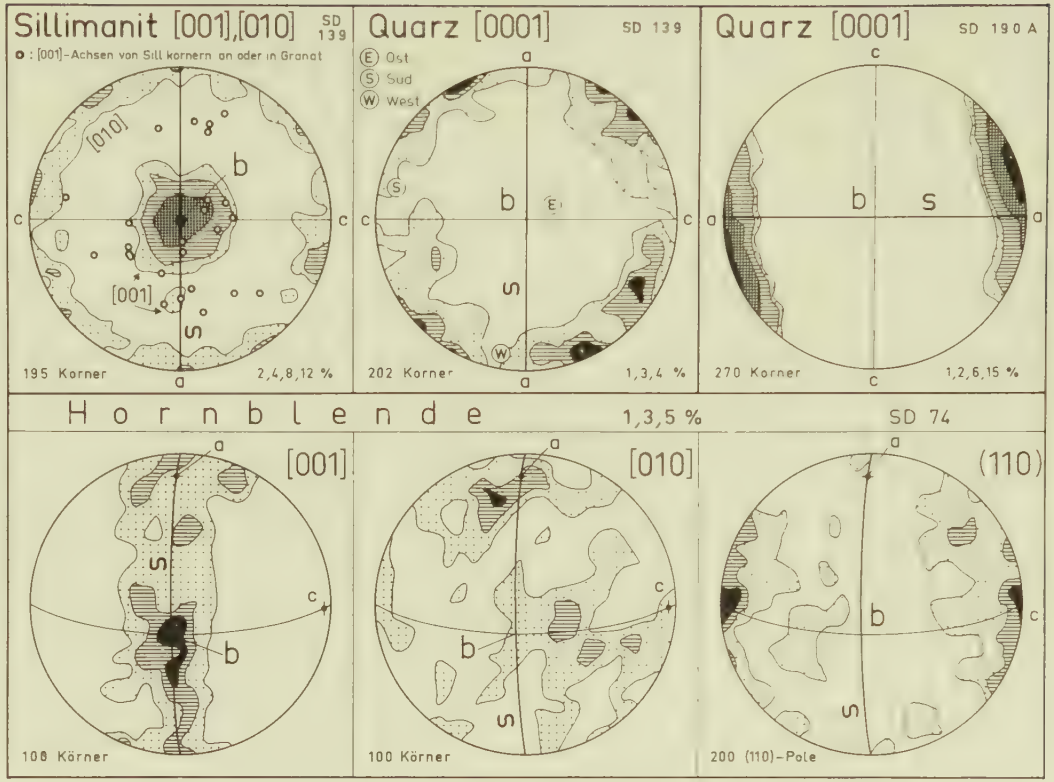


Fig. 14. *Gefügediagramme* von

— *Sillimanit* in Stronalith A 1 (SD 139) aus dem Dach des nördlichen Gewölbes.

— *Quarz* in Stronalith A 1 (SD 139) und in pyroxenhaltigem Stronalith (SD 190 A, aus dem S-Schenkel des nördlichen Gewölbes).

— *Hornblende* in P-H-Granofels B NW Cuzzago.

(Lambertsche Projektionen der obern Halbkugel.)

Ein Vergleich mit den von SANDER auf S. 358 und 359 dargestellten Quarz-Gefügediagrammen von Harnisch-Myloniten lässt deren grosse Ähnlichkeit mit dem Quarzdiagramm SD 190 A hervortreten.

Sowohl im Fall 1 als auch im Fall 2 zeigt es sich, dass die Achsen des Quarzgefüges vollkommen mit denjenigen übereinstimmen, die im Feld aus dem Texturbild herausgelesen werden können. (Bedeutung dieser Feststellung siehe S. 1069.)

B. Hornblende-Regelung in einem P-H-Granofels B

Da die P-H- und H-Granofelse nur eine äusserst schwache, oft unerkennbare Lineartextur aufweisen, interessierte es, einmal den Grad der Hornblende-Regelung in einem Durchschnittstyp zu ermitteln. Es handelt sich im vorliegenden Fall um ein Handstück aus einem 50 m mächtigen Zug aus gebändertem, mittelkörnigem P-H-Granofels B NW Cuzzago (Koord. 52120/94640), Strukturbezirk III.

1. Diagramm, c-Achsen: ab-Gürtel mit Maximum in b.
2. Diagramm, b-Achsen: starke Streuung.
3. Diagramm, Pole der (110)-Spaltflächen: Maximum in c.

Der untersuchte P-H-Granofels B zeigt im Feld keine deutlich messbare b-Lineation. Die Gefügeanalyse enthüllt, dass die Raumlage der B-Achse in den umliegenden Kinzigitgneissen mit der aus dem orientierten Gefügediagramm ermittelten b-Richtung übereinstimmt. Es zeigt sich also, dass zumindest ein Teil der Hornblendegefüge in P-H-Granofelsen nicht nur nach s, sondern auch nach B geregelt sind.

Die geringe Lagefreiheit von (110) macht auf die bedeutsame Rolle aufmerksam, welche dieser kristallographischen Ebene bei der Einregelung der Hornblende zufällt.

VI. KLÜFTE UND STÖRUNGEN, KLUFTMINERALE

Die *Klüftung* ist in den Strukturbezirken IV und V bedeutend stärker ausgeprägt als SE davon. Es konnten hier jedoch keine bevorzugten Orientierungen festgestellt werden. Im SE wurden zur Hauptsache ca. im regionalen Streichen liegende Klüfte mit NW-Fallen gemessen.

Erwähnenswert ist an dieser Stelle die Tatsache, dass in den Dünnschliffen sämtlicher Gesteinstypen häufig Risse senkrecht zur Planartextur festgestellt wurden, die oft durch mehrere Mineralkörner (haupt-

sächlich Sillimanit und Granat, siehe Fig. 41, Tafel VI) hindurchsetzen und manchmal epizonal verheilt sind.

Sicher als solche erkannte *Störungen* sind selten. Zahlreiche werden auf Grund von Versetzungsbeträgen einzelner Horizonte vermutet, sind aber nicht nachgewiesen (in den Karten mit Fragezeichen markiert). Im SW-Teil des Gebietes treten vorwiegend N-S-, im NE-Teil hauptsächlich E-W- bis NW-SE-streichende Störungen auf. Es ist anzunehmen, dass, besonders im SE, auch in s liegende Verwerfungen vorkommen, doch sind solche nur schwer erkennbar und werden deshalb leicht übersehen. Die Versetzungsbeträge schwanken dort, wo sie mit Sicherheit festgestellt werden konnten, zwischen 0 und 10 m. In einem Fall (1 km NNE Pzo. Proman) dürfte die Sprunghöhe 50 bis 100 m betragen. Hier fällt die Bruchfläche flach nach NE ein, wogegen sonst allgemein subvertikales Einfallen vorherrscht.

Häufig kann die Beobachtung gemacht werden, dass Bachläufe abschnittsweise Störungen oder Zerrüttungszonen folgen, so z. B. der Rio Val Grande in seinem Oberlauf, hauptsächlich aber die subparallel zueinander, N-S-verlaufenden Bacheinschnitte im Gebietsviereck, welches im W durch den R. Crot, im E durch die Linie A. Val Gabbio–Bettola begrenzt wird. Berücksichtigt man, dass auch im Canavese N-S-streichende, saiger stehende Klüfte und Verwerfungen häufig sind (z. B. bei A. Serena, vgl. auch B. Reinhard, 1966), so darf angenommen werden, dass die N-S-Störungen der Ivrea-Zone alpines Alter aufweisen.

Sieht man von Zerrkluft-Füllungen, wie sie auf S. 1053 beschrieben werden, ab, so kann gesagt werden, dass *Kluftminerale* fehlen. Nur im Störbereich der Insubrischen Linie trifft man vereinzelt Epidotstengel und Calcitrhomboeder auf den Kluftflächen an.

Diskussion und Schlussfolgerungen

I. ALTERSBEZIEHUNGEN DER BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINE UNTER SICH UND BEZÜGLICH DER KINEMATIK

A. Allgemeine Betrachtungen

Nach den Berechnungen von E. Niggli (1946) dürfte sich der basische Hauptgesteinszug der Ivrea-Zone bis in beträchtliche Tiefe, unter Zunahme des peridotitischen Charakters, verbreitern. Nicht nur dieses

Ergebnis, sondern die Existenz eines basischen Hauptgesteinszuges überhaupt wecken die Vorstellung, dass die verschiedenartigen Basite und Ultrabasite, die diesen Zug aufbauen, mehrheitlich in magmenförmigem Zustand darin Platz genommen haben. Im untersuchten Abschnitt lassen sich allerdings für die P-H-Granofelse, die Pyriklasite B sowie für die Ultrabasite nur indirekte Hinweise für die eruptive Natur finden (S. 999, 1009 und 1033). Einwände gegen einen magmatischen Ursprung sind für folgende Glieder erhoben worden:

1. Feinkörnige Pyriklasite A und pyroxenhaltige Stronalithe (siehe S. 1024).
2. Einige Varietäten der Ultrabasite (siehe S. 1033).
3. Quarzreiche, titanitarme Amphibolitvarietäten.

In den mittelkörnigen Pyriklasiten A wurde durch die Analyse SD 1034 A (siehe S. 1025) bestätigt, dass der Al-Überschuss, wie er hier in Form eines verhältnismässig hohen Granat-Gehalts vorgespiegelt wird, sich in Tat und Wahrheit durch die Al-Armut der Pyroxene ausgleicht. Ob dieser Ausgleich überall im Bereich dieses Gesteinstyps zustandekommt, ist allerdings fraglich und müsste noch überprüft werden. Aus diesem Grund ist die Möglichkeit einer magmatischen Herkunft der mittelkörnigen Pyriklasite A letztlich noch nicht gesichert.

Die feinkörnigen Pyriklasite A und die H-Granofelse werden in der folgenden Diskussion über die Altersbeziehungen der Basite und Ultrabasite stillschweigend der Gruppe der mittelkörnigen Pyriklasite A bzw. der P-H-Granofelse zugeordnet, mit denen sie enge fazielle, strukturelle, texturelle und verbandsmässige Verwandtschaftsbeziehungen verbinden. Es geht bei dieser Diskussion in erster Linie um den Versuch, das allfällige Intrusionsalter der P-H-Granofelse näher zu fixieren und in den Rahmen des orogenen Geschehens zu stellen. Denn aus Gründen, auf die bereits zu sprechen gekommen ist (S. 1000) und nachfolgend noch gekommen wird, müssen diese Gesteinstypen (evtl. zusammen mit einzelnen Ultrabasitvarietäten) als jüngste der in Frage kommenden Eruptivglieder betrachtet werden (abgesehen von den basischen Ganggesteinen). Sie ermöglichen also eine allgemeine zeitliche Begrenzung der basischen und ultrabasischen Intrusion im untersuchten Abschnitt der Ivrea-Zone nach unten.

B. Datierung auf Grund gefügefazieller Kriterien

Schilling hat auf Grund von Korngefügemerkmalen eine Altereinteilung der basischen und ultrabasischen Gesteine vorgenommen. Tat-

sächlich variieren diese Merkmale so stark, dass sie bei der Ableitung von Altersbeziehungen mit berücksichtigt werden müssen.

Sieht man von der rein kataklastischen Deformation ab, so können die Basite und Ultrabasite in folgende drei Gefügefazies-Gruppen unterteilt werden:

1. Basite mit blastoklastischen bis blastomylonitischen Korngefügen: Pyriklasite.
2. Basite und Ultrabasite mit granoblastischen Korngefügen: P-H- und H-Granofelse, nahezu sämtliche Ultrabasite.
3. Basite mit grano- bis nematoblastischen Korngefügen: Amphibolite.

Schilling vermutet, dass die basischen Glieder der Gruppe 1 (inklusive die Ultrabasite) älter sind als diejenigen der Gruppe 2 (exklusive die Ultrabasite), da diesen eine mechanische Überprägung und insbesondere Ultra- und Gangmylonite fehlen. Die Rekristallisation der Blastoklasite und Ultramylonite sowie die von ihm (aber nicht von mir) festgestellte Rekristallisation der Gangmylonite führt er auf eine postdeformative thermische Beeinflussung von seiten der intrudierenden „Granofels"-Magmen zurück. In der vorliegenden Arbeit wird aber die Ansicht vertreten, dass die Gangmylonite postkristallin entstanden sind und dass sich die Rekristallisation der Blastoklasite und Ultramylonite gleichzeitig mit der Deformation und unter weitgehend konstanten Bedingungen der Regionalmetamorphose vollzog. Erst das Kelyphitwachstum könnte allenfalls auf eine Veränderung der physikalischen Bedingungen im Gefolge der gabbroiden Intrusionen zurückgeführt werden. Die Blastoklasit-, Gangmylonit- und Ultramylonitbildungen dürfen also im Sinn von Schilling nicht vorbehaltlos als Kriterium für eine altersmässige Trennung der Pyriklasite und P-H-Granofelse beigezogen werden.

C. Begrenzung des Intrusionsalters der basischen und ultrabasischen Eruptiva nach unten

Es ergeben sich folgende Anhaltspunkte dafür, dass die P-H-Granofelse sowie die Ultrabasite bereits während oder vor der ersten kinematischen Phase intrudierten:

1. Das nördliche Gewölbe ist bezüglich seiner Achsenebene sehr symmetrisch aufgebaut. Diese Symmetrie erfüllt sich sogar darin, dass ähnliche ultrabasische und hornblendehaltige basische Gesteine in den äussersten Partien des nördlichen und südlichen Schenkels (E A. La Piana und in der Gemischten Zone) vorkommen (Olivin- und Hornblendefelse, grobkörnige P-H-Granofelse B). Dass diese im glei-

chen geologischen Horizont auftreten, kann im Fall der Hypothese A als Argument dafür benutzt werden, dass sie bereits vor der Bildung der ersten Antiform eingedrungen sind. Dies erscheint für die Ultrabasite um so wahrscheinlicher, als der Olivinfelszug in der Aussenzone des Gewölbekerns bei A. Serena sehr weit, sogar bis in die Einwicklung des Gewölbekerns in den innern Mantel hinein verfolgt werden kann.

2. Dort, wo eine Lineartextur in den P-H-Granofelsen und in den ultrabasischen Gesteinen eingemessen werden konnte, liegt sie stets in der allgemeinen Richtung der B-Achsen. Diskordante Primärkontakte dieser Gesteine fehlen.

3. Falls die Kelyphite und Symplektite tatsächlich bei denselben veränderten pT-Verhältnissen, also gleichzeitig entstanden sind, muss die Intrusion der P-H-Granofelse schon während (oder vor) der blastoklastischen Deformation, also innerhalb (oder vor) der 1. kinematischen Phase erfolgt sein, da erst nach dieser Deformation das Kelyphitwachstum einsetzte (siehe S. 1018).

D. Versuch einer genaueren Datierung der basischen und ultrabasischen Intrusionen auf mineralfazieller Grundlage

1. P-H- und H-Granofelse

Da P-H-Granofelse unmittelbar neben typischen Amphiboliten auftreten, muss angenommen werden, wie auf S. 995 dargelegt wurde, dass sie intrudierten, als diese bereits als Amphibolite vorlagen. Aus der Tatsache dass sie verhältnissmässig schlecht geregelt sind, was in der schwach entwickelten Lineartextur zum Ausdruck kommt, drängt sich die Annahme auf, dass sie erst gegen das Ende der ersten kinematischen Phase eindrangen, zu einem Zeitpunkt, da in den zwei südöstlichen Gebietsdritteln mehrheitlich statische Verhältnisse zu herrschen begannen. Dafür spricht auch der weitgehend gewölbeunabhängige Baustil des Granofels-Hauptzuges.

In welchem zeitlichen Verhältnis steht nun die Intrusion der P-H- und H-Granofelse zur nördlichen Gewölbebildung?

Die P-H-Granofelse repräsentieren mit ihrer Mineralvergesellschaftung die hornblendegranulitische Fazies, die Pyriklasite die pyroxengranulitische Fazies. Am NE-Rand des Granofels-Hauptzuges (und in diesem selbst) treten Gesteine aus beiden Gruppen gleichzeitig auf (siehe S. 994). Eine derartige enge Assoziation von pyroxen- und hornblendegranulitischen geologischen Körpern ist in Granulit-Gebieten weit verbreitet. Nach A. Buddington (1963), der sie in den NW Adirondacks studiert hat, ist sie nicht auf unterschiedliche Temperaturen, sondern auf eine unterschiedliche Fugazität des H_2O in diesen Körpern bei stark eingeschränktem Wasseraustausch dazwischen zurückzuführen.

Ein derart starker Unterschied im Wassergehalt kann auf zwei Arten zustandekommen:

A. Als Folge einer selektiven Dynamometamorphose unter Bedingungen der Granulitfazies, während welcher einseitig viel Wasser aus den mechanisch beanspruchten Gesteinsteilen ausgetrieben werden konnte. A. Watznauer (1964) hat dafür den Begriff der „Anaphtorese" geprägt.

B. Bei der Intrusion magmatischer Massen in einen verhältnismässig wasserärmeren Gesteinskomplex, der syn- oder postintrusiv, ohne weiteren Wasseraustausch zwischen den lithologischen Einheiten, metamorphosiert wird.

Im ersten Moment hat es den Anschein, als ob im vorliegenden Abschnitt der Ivrea-Zone der Fall A verwirklicht worden ist, sind doch eben gerade die Gesteine des nördlichen Gewölbebezirks, und nur diese, blastomylonitisch deformiert worden.

Dieser Auffassung stehen jedoch zahlreiche gewichtige Argumente entgegen:

1. Wie auf S. 1026 dargelegt wurde, müssen die Basite der Pyroxengranulitfazies (Gruppe 1) und diejenigen der Hornblendegranulitfazies (Gruppe 2) genetisch auseinandergehalten werden. Die Glieder der Gruppe 1 können nicht als „Anaphtorite" der Gruppe 2 aufgefasst werden.

2. Die Entwässerung der Stronalithe und Kinzigite, erkennbar am Granat-Biotit-Verhältnis, nimmt von SE nach NW kontinuierlich zu. Dieser kontinuierliche Übergang steht in schroffem, mit dem Prinzip der Anaphtorese unvereinbaren Gegensatz zum abrupten Fazieswechsel der Basite, wie er sich am NW-Rand des Granofels-Hauptzuges vollzieht.

3. Die blastoklastischen und blastomylonitischen Gesteinstypen sind aus ursprünglich homöogranoblastischen Varietäten entstanden, die bereits den jetzigen Mineralbestand aufwiesen (siehe S. 1008).

4. Die feinkörnigen Pyriklasite und Stronalithe A im Granofels-Hauptzug sind nicht blastomylonitisch, sondern homöogranoblastisch ausgebildet.

Es muss demzufolge der Fall B in Betracht gezogen werden, die Intrusion basischer Magmen, die mehr Wasser enthielten als der umgebende Komplex. Die Basite dieses Komplexes dürften zu diesem Zeitpunkt bereits ihren pyroxengranulitischen Mineralbestand erreicht haben; ob in blastomylonitischer oder granoblastischer Form, soll nachfolgend diskutiert werden. Daraus erklärt sich auch der Umstand, dass nur um die P-H-Granofelse herum noch Kontaktprodukte erhalten sind. Etwelche Kontakterscheinungen um die Pyriklasite herum würden vor dem Eindringen der P-H-Granofelse schon vollständig verwischt worden sein.

Wenn bestritten wird, dass im Untersuchungsgebiet das Prinzip der

„Anaphtorese" zur Koexistenz zweier granulitischer Subfazien geführt hat, wird damit nicht von vorneherein verneint, dass dieses Prinzip bei der metamorphen Umprägung des Komplexes wirksam wurde, der vor der Intrusion der P-H-Granofelse vorhanden war. Immerhin gelten die Gegenargumente 2 und 3 tatsächlich auch in diesem Fall, und es erscheint somit als ungerechtfertigt, die in den heute vorliegenden Korngefügen abgebildeten Scherbewegungen im Bereich des nördlichen Gewölbebezirks für die Entstehung der hier herrschenden pyroxengranulitischen Metamorphosebedingungen verantwortlich zu machen. Demnach könnten die P-H-Granofelse bereits vor der Ausbildung der blastoklastischen Korngefüge, also vor der (ersten) nördlichen Gewölbebildung eingedrungen sein. Die nachfolgende blastoklastische Deformation müsste dann streng selektiv gewirkt haben, oder, was wahrscheinlicher wäre, die P-H-Granofelse müssten über ein gegenüber den Pyriklasiten stark erhöhtes Rekristallisationsvermögen verfügt haben, was sich aus ihrem höheren Wassergehalt erklären liesse. Berücksichtigt man aber weiterhin, dass sich der Granofels-Hauptzug, in welchem ausschliesslich prachtvoll granoblastische Korngefüge auftreten, eventuell über den ganzen nördlichen Gewölbebezirk hinüber weitgehend unverändert in den P-H-Granofels S A. Stavelli fortgesetzt hat, so erscheint die zusätzliche Annahme berechtigt, dass die P-H-Granofelse erst in einer späten Phase der ersten nördlichen Gewölbebildung, also ganz am Schluss der ersten kinematischen Phase intrudierten (nach der Hypothese A). Dafür, und gleichzeitig für die Hypothese A, spricht die Tatsache, dass auffallenderweise sowohl im P-H-Granofels S A. Stavelli als auch in einem granathaltigen P-H-Granofels SE A. Stavelli Orthopyroxen fehlt (siehe Fig. 3). Diese Glieder unterscheiden sich offenbar im Metamorphosegrad von denjenigen auf der SE-Seite des Gewölbes. Ein entsprechender Unterschied im Metamorphosegrad zwischen den Stronalithen oder Pyriklasiten des nordwestlichen und südöstlichen Gewölbemantels kann aber nicht festgestellt werden. Es muss daraus geschlossen werden, dass die Temperaturverteilung im Moment der P-H-Granofels-Intrusion etwas anders war als während der metamorphen Prägung der Mantelgesteine.

Nach der Hypothese B müssten die P-H-Granofelse, was somit gegen diese Hypothese spricht, bereits vor der nördlichen Gewölbebildung eingedrungen sein, denn die Lineationen im P-H-Granofels S A. Stavelli scheinen ebenfalls um die Gewölbeachse abwickelbar. Den eindeutigen Beweis dafür (auch was die Ultrabasite anbelangt) können aber erst Gefügeanalysen bringen, da Lineationen in diesen Gesteinstypen, wie schon mehrfach erwähnt wurde, nur undeutlich entwickelt sind.

2. Ultrabasische Gesteine

Die Frage, zu welchem Zeitpunkt die Ultrabasite intrudierten, ist nicht eindeutig zu beantworten. Die Hornblendefelse und hornblendereichen Klinopyroxenfelse kristallisierten in der Hornblendegranulit-Fazies. Es wäre damit gegeben, sie als etwa gleich alt wie die P-H-Granofelse und damit ebenfalls als jünger als die Pyriklasite anzusehen (um so mehr, als sie in analoger Art und Weise die charakteristische Entstehung von Granat-Biotitfelsen an ihrem Aussenrand begünstigten). Zudem findet man sie in der Gemischten Zone und E A. La Piana in engem Verband mit P-H-Granofelsen. Da die Hornblendefelse hier auch eng an Olivinfelse assoziiert sind, müsste diesen eine ähnliche Altersbeziehung zukommen. Es ist jedoch zweifelhaft, dass alle Ultrabasite gleichzeitig intrudierten. So stehen die Bronzitfelse und die mit ihnen assoziierten Olivinfelse zu den Pyriklasiten in einem viel engeren verwandtschaftlichen Verhältnis als zu den P-H-Granofelsen. Es bleibt also nur die Aussage, dass die Ultrabasite zumindest teilweise vor der Entstehung des nördlichen Gewölbes eingedrungen sein dürften (siehe S. 1077).

3. Pyriklasite B

Die Pyriklasite B des Gewölbekerns sind, entsprechend ihrem blastomylonitischen Gefüge, vor der Bildung des nördlichen Gewölbes intrudiert. Sie nehmen mineralfaziell eine besondere Stellung ein, enthalten sie doch weder Orthopyroxen noch bedeutende Mengen an Hornblende. Vor der Kenntnis des Gesamtgesteins- und Mineralchemismus können aus mineralfaziellen Erwägungen heraus keine weitern Schlüsse im Hinblick auf die altersmässige Stellung dieses Gesteinstyps und der mit ihm vergesellschafteten Klinopyroxenfelse gezogen werden.

4. Zusammenfassung

Die Amphibolite und Pyriklasite A stellen petrographische Einheiten dar, die bereits vor der Intrusion der P-H-Granofelse in ihren heutigen Verbandsverhältnissen als Metamorphite vorlagen. Die P-H-Granofelse intrudierten in einer späten Phase der regionalen Thermo-Dynamometamorphose, vermutlich erst in der zweiten Hälfte der 1. kinematischen Phase, die Ultrabasite vor und evtl. auch während der (ersten) nördlichen Gewölbebildung.

II. ZUR FRAGE NACH DER URSACHE DER PROGRESSIVEN METAMORPHOSE

Die subhorizontale und verhältnismässig starke Änderung der Metamorphosebedingungen in der SE-NW-Richtung kann nur schwerlich auf eine andere Ursache als auf einen Wärmeherd im Bereich bzw. unterhalb den höchstmetamorphen Serien zurückgeführt werden. Leider fehlt der ursprünglich im NW mit der Ivrea-Zone verbundene Krustenteil, so dass keine Aussage darüber gemacht werden kann, ob das Maximum der pT-Bedingungen schon im nördlichen Gewölbebezirk erreicht worden ist oder erst in jenem anschliessenden, heute abgetrennten Krustenteil.

Es ist am naheliegendsten, die basischen und ultrabasischen Magmen als Urheber der gesteigerten Metamorphose im NW-Teil der Ivrea-Zone verantwortlich zu machen. Durch die von ihnen zugeführte Wärme wurden die mesozonalen Temperaturen der regionalen Thermo-Dynamometamorphose zu katazonalen erhöht. Infolge der beträchtlichen Tiefenlage des Krustenteils blieben diese Temperaturen über längere Zeit erhalten. Aus dieser Wärmezufuhr ergaben sich somit neue, regional wirksame physikalische Bedingungen. Da diese mit keinem der oberflächlich aufgeschlossenen basischen oder ultrabasischen Körper in direkten Zusammenhang gebracht werden können, sind die von ihnen verursachten Veränderungen am besten unter dem Begriff der Regionalmetamorphose zusammenzufassen, wie es in dieser Arbeit geschah.

Nur in einem Fall erscheint es möglich, dass die Intrusion eines basischen Magmas in unmittelbarem Zusammenhang mit der Erhöhung des Metamorphosegrades steht. Es handelt sich um den Granofels-Hauptzug, in dessen ganzem Bereich die pyroxengranulitische Fazies, die sich sonst auf den nördlichen Gewölbebezirk beschränkt, nach SE zu ausgestülpt ist. Im grossen und ganzen muss aber die Keilform des basischen Hauptgesteinszuges (siehe S. 1075) für das steile Einfallen der Isothermen verantwortlich gemacht werden. Man kann sich vorstellen, dass sich der Aufbau dieses Keils schubweise vollzogen hat und dass die tiefliegenden, noch in schmelzflüssigem Zustand vorliegenden Keilmassen während der Erstarrung der höherliegenden Teile als Wärmeherde wirkten, welche die Entstehung metamorpher Gefüge der erstarrenden Eruptiva ermöglicht haben.

Es soll hier nicht behauptet werden, dass der Magmenaufstieg die letzte und alleinige Ursache für den regionalen Temperaturanstieg darstellt. Der Magmenaufstieg selbst könnte in Verbindung mit einer geophysikalisch bedingten Temperaturerhöhung (oder Druckentlastung) in

einer langgestreckten Zone des obern Mantels und der untersten Kruste erfolgt sein, die hier zu Aufschmelzungs-, Differentiations- und Assimilationsprozessen sowie zur Mobilisierung basischer und ultrabasischer Magmen geführt und eventuell auch zur Erwärmung der darüberliegenden Krustenteile beigetragen haben könnte.

III. VORLÄUFIGE ARBEITSHYPOTHESE ÜBER DIE PETROGENESE UND DIE KINEMATIK IN DER ZONE IVREA-VERBANO ZWISCHEN VALLE D'OSSOLA UND VAL GRANDE

Es soll im folgenden versucht werden, aus den in dieser Arbeit vorgelegten Beobachtungen und Schlussfolgerungen ein geschlossenes Bild der Petrogenese und Kinematik im untersuchten Abschnitt der Ivrea-Zone zu entwerfen.

A. Der prämetamorphe Zustand

Über den Zustand der prämetamorphen Gesteinsassoziation kann nicht viel ausgesagt werden, da die Stoffbänderung sowie die B-Achsen die ältesten erkennbaren Strukturen darstellen und reliktische Mineralparagenesen fehlen. Es dürfte sich ursprünglich um eine sandig-tonige Sediment-Serie gehandelt haben, die einige Kalk- und allenfalls einzelne Mergelbänke oder basische Lagergänge enthielt, welche heute als Marmore und als Amphibolite (evtl. auch als feinkörnige Pyriklasite A) vorliegen.

Für die Annahme SCHILLINGS, dass diese Serie schon in einer abtrennbaren Phase vor der kata- bis mesothermalen Erwärmung metamorphosiert wurde, fehlen vorläufig noch stichhaltige Gründe.

B. Die erste kinematische Phase

1. Während einer allmählichen Einengung in der Richtung senkrecht zur heutigen B-Achsenrichtung wurde der sandig-tonige Sedimentkomplex von einer Thermo-Dynamometamorphose, wie sie stets mit Orogenesen verknüpft ist, erfasst. Im Verlaufe dieser Gebirgsbildung drangen basische und ultrabasische Magmen ein, die heute in der Form von Amphiboliten, Pyriklasiten A und B, Klinopyroxen-, Bronzit-, Olivin- und Hornblendefelsen vorliegen, soweit es sich nicht um Sedimente, frühere, submarine Ergüsse oder evtl. um spätere ultrabasische Intrusionen (siehe unter 2) handelt. Feldspat-Pegmatite schieden sich als Restdifferentiate der

ultrabasischen Magmen in deren Umgebung aus. Eventuell begleitet von einer geophysikalisch bedingten Erwärmung des NW-Teils der Zone führte der Magmenaufstieg zu progressiven Metamorphosebedingungen. Diese verursachten eine von SE nach NW zunehmende „Entwässerung" und evtl. Degranitisierung des Komplexes und wandelten dessen nordwestliche Teile in Metamorphite der pyroxengranulitischen Fazies um, wogegen die südöstlichen Teile in der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies der Amphibolit-Fazies kristallisierten. Die Kinzigitgneisse und Stronalithe B wurden stellenweise migmatisiert. Aus der Verdrängung von Plagioklas durch Kalifeldspat entstanden die für die Ivrea-Zone charakteristischen intragranular-implikativen Verwachsungen in Form von Fleckenantiperthiten und -perthiten. Aus vollständig aufgeschmolzenen Stronalithen A (bzw. deren Ursprungsmaterie) entstanden nach Abspaltung granitischer Derivate granatanorthositische Mobilisate.

2. Während sich das südliche Gewölbe sukzessive durch die NW-SE-Einengung herausbildete, entstand am Ort des nördlichen Gewölbes durch eine verhältnismässig rasche Verbiegung bereits steilgestellter Serien eine erste Antiform. Den Serien wurden hiebei blastoklastische bis blastomylonitische Strukturen überprägt, und es entstanden Ultramylonite, dies nicht nur als Folge der verhältnismässig raschen Deformation, sondern auch auf Grund des geringen H_2O-Gehaltes, welcher den Rekristallisationsprozess hemmte. Zu dieser Zeit intrudierten P-H- und H-Granofelse (und evtl. auch noch Ultrabasite), wahrscheinlich spätkinematisch bezüglich den Gewölbebildungen (spätorogen) und vermutlich vorwiegend axial von NE her aus dem Gebiet des anschliessenden geschlossenen basischen Hauptgesteinszuges, in den Komplex ein und kristallisierten unter den progressiven regionalen Metamorphosebedingungen. Entsprechend der gegenüber dem Nebengestein erhöhten Fugazität des H_2O entstanden aus ihnen hornblendegranulitische Gesteinstypen. Wo die Magmen die Temperaturen in den umliegenden Stronalithen zu erhöhen vermochten, erzeugten sie Palimpsest-Strukturen (Abbildung alter Parallelgefüge in Granat- und Feldspat-Porphyroblasten, modifizierte Antiperthite) und der feinfaserige Sillimanit rekristallisierte. Durch Degranitisierungs- bzw. metasomatische Prozesse entstanden charakteristische Gesteinstypen (Granat-Plagioklasfelse ± Sillimanit, Kalifeldspat und Biotit; Granat-Biotitfelse ± Hornblende).

Während der Entstehung des nördlichen Gewölbes gelangte die Mehrzahl jener Xenolithe in die Marmore des nördlichen Gewölbebezirks, welche heute randlich oder vollständig in Kalksilikate umgewandelt sind.

In der nachfolgenden, überwiegend statischen Phase führten leicht

veränderte pT-Bedingungen, die nicht näher umschrieben werden können (vermutlich erhöhte Temperaturen), zur Ausbildung von Kelyphiten in den blastoklastischen bis blastomylonitischen Pyriklasiten und von Symplektiträndern um die Hornblenden in den P-H-Granofelsen B (evtl. als Folge der verhältnismässig spät intrudierenden P-H-Granofelse A).

Während der Abkühlung des Gebirgskomplexes drang die Ganggefolgschaft der subalpinen Granite (basische Ganggesteine und Quarz-Feldspat-Pegmatite) in den untersuchten Abschnitt ein.

C. Die zweite kinematische Phase

Differentialbewegungen, vermutlich entlang einer alten Anlage der Insubrischen Störungszone, liessen das nördliche Gewölbe in seiner heutigen Form entstehen, in welchem die B-Achsen schief, aber abwickelbar um die Gewölbeachse liegen. Dieser Werdegang spielte sich ohne Wasserzufuhr in einem trockenen Milieu ab. Es entstanden dabei Mylonite und evtl. Gangmylonite, ohne dass die alten Mineralbestände wesentlich verändert wurden. Die Marmore des nördlichen Gewölbebezirks nahmen Nachbargesteinsschollen auf, die nicht mehr mit der karbonatischen Umgebung reagierten.

D. Die dritte kinematische Phase

Bewegungen entlang der Insubrischen Störung führten während der alpinen Orogenese am NW-Rand der Ivrea-Zone zu weitern Mylonitisierungen, blockartigen Verstellungen, einer allgemeinen Zerklüftung (und zur Entstehung von Gangmyloniten, falls diese nicht aus der zweiten kinematischen Phase datieren). Diese Vorgänge wurden von einer hydrothermalen Retromorphose begleitet, welche nicht nur die Deformationsprodukte, sondern auch grössere Teile der undeformierten Ivrea-Gesteine erfasste. Es entstanden dabei Albit-Karbonat-Quarzmobilisate, die sich in Gängen und Zerrklüften ausschieden und zur Bildung kleinerer Quarz- und Karbonatlagerstätten führten.

E. Die Datierung der kinematischen Phasen

Wie auf S. 954 dargelegt wurde, muss aus den Verbandsverhältnissen zwischen den subalpinen Graniten und den Ivrea-Gesteinen geschlossen werden, dass das Metamorphosealter der Kinzigitgneisse und der P-H-Granofelse höher ist als dasjenige der Granite. Da die basischen Gang-

gesteine und nach SCHILLING auch die Quarz-Feldspat-Pegmatite vermutlich während der Abkühlung der Ivrea-Zone eindrangen, könnte die erste kinematische Phase noch hercynisch sein, wenn vorausgesetzt wird, dass diese Gesteine zur Ganggefolgschaft der subalpinen Granite gehören. Altersbestimmungen an Stronalithen und Kinzigitgneissen werden voraussichtlich den endgültigen Entscheid bringen, ob die Regionalmetamorphose in der Ivrea-Zone tatsächlich dieses vorgesehene Alter aufweist oder aber in ein prähercynisches Zeitintervall fällt. Im Vergleich mit Altern aus den „serie dei laghi" liesse sich auch die Möglichkeit überprüfen, ob diese Metamorphose im Bereich der Ivrea-Zone zu einer Überlagerung eines ältern metamorphen Zustandes geführt hat, wie er evtl. heute noch von den Metamorphiten dieser Serie verkörpert wird. Weiterhin würden sich wahrscheinlich Hinweise über den zeitlich-räumlichen Verlauf der Abkühlung des Ivrea-Komplexes ergeben.

Die zweite kinematische Phase ist früh oder präalpin, die dritte eindeutig alpin. Sollte der zweite Bildungsakt des nördlichen Gewölbes (Hypothese A, siehe S. 1070) tatsächlich mit der Kippung der Ivrea-Zone in NE-geneigte Lage zusammenhängen (siehe R. SCHMID, 1966b, S. 691), und wäre in einem solchen Fall auch der südlich anschliessende Seegebirgsblock mit verstellt worden, so müsste die zweite kinematische Phase ebenfalls präpermisch datiert werden, da Perm flach auf den S-Rand des Seegebirges transgredierte.

Anhang

I. MAGNETISCHE ANOMALIEN

Beim Einmessen der Texturen konnten örtlich öfters deutliche magnetische Anomalien konstatiert werden, so dass später sämtliche gesammelten Handstücke mit einer Magnetnadel qualitativ auf ihre magnetischen Eigenschaften geprüft wurden.

Auf der Strukturkarte II sind sämtliche Stellen eingetragen, wo im Feld oder nachträglich an den Handstücken (seltenere Fälle) magnetische Anomalien registriert wurden. Sie liegen über die nordwestlichen zwei Drittel des Gebietes verstreut. In erster Linie sind es basische Gesteine und Olivin- sowie Bronzitfelse, seltener auch Klinopyroxenfelse, welche einen starken Eigenmagnetismus aufweisen, unter den basischen Gesteinen am häufigsten die mittelkörnigen Pyriklasite A, am zweithäufigsten

die calcithaltigen Amphibolite und zuletzt, sehr selten, die P-H- und H-Granofelse.

Die Pol-Richtung dieses Eigenmagnetismus relativ zu den Gefügekoordinaten wurde nicht genauer ermittelt. Es wurde nur konstatiert, dass die Pol-Richtung im allgemeinen stark schief zu s und öfters nahezu senkrecht zur b-Achse liegt. Auf der Strukturkarte II (Tafel XIII) ist an einigen Stellen der dort festgestellte Ablenkungssinn der Kompassnadel gegenüber der normalen N-S-Richtung (die Deklinationsrichtung) eingetragen. Er ist nicht überall gleich, doch wiegen Abweichungen gegen den Uhrzeigersinn bei weitem vor.

Dass der Eigenmagnetismus gewisser Gesteine äusserst stark sein kann, zeigt z. B. ein ca. 20 cm^3 grosses Muster eines gewöhnlichen calcithaltigen Amphibolites 700 m NNE Corte Lorenzo, welches noch in einer Distanz von 2 cm einen Ausschlag der Kompassnadel um 180° verursacht. Im Feld betragen die Ausschläge auf halber Mannshöhe über dem Fels oft noch bis nahezu 90°.

Eine detaillierte Untersuchung des remanenten Magnetismus der basischen und ultrabasischen Gesteine der Zone Ivrea-Verbano wäre eventuell in der Lage, weitere zuverlässige Hinweise für die Altersbeziehungen zwischen Deformation, Kinematik, Kristallisation und Intrusion zu liefern.

Bei der Begutachtung der Strukturkarten der vorliegenden Arbeit und sämtlicher Angaben, welche auf Messungen mit dem Kompass beruhen, muss in Betracht gezogen werden, dass sie durch eine einheitliche, regional wirksame magnetische Anomalie verfälscht sind. Kontrollen mit Rückwärtseinschneiden von Kompasspeilungen ergaben allerdings, dass die Wirksamkeit einer solchen regionalen Anomalie offenbar derart gering ist, dass sie in dieser Arbeit nicht weiter berücksichtigt werden muss.

II. METHODISCHES ZUR PETROCHEMISCHEN KOMPILATIONSARBEIT

A. Klassifikation der Analysen

Aus der bisherigen Literatur über die Ivrea-Zone wurden insgesamt 149 Gesteins-Analysen gesammelt und auf Grund der in dieser Arbeit verwendeten petrographischen Klassifikation in 14 Gruppen eingeteilt[42]).

[42]) Das Augenmerk wurde dabei hauptsächlich auf die Mineralparagenese und nicht auf die Textur gelegt, ausser bei den Amphiboliten. D. h., dass eventuell nicht alle in der Gruppe „P-H- und H-Granofelse" zusammengefassten Gesteinstypen auch texturell der Granofels-Definition entsprechen.

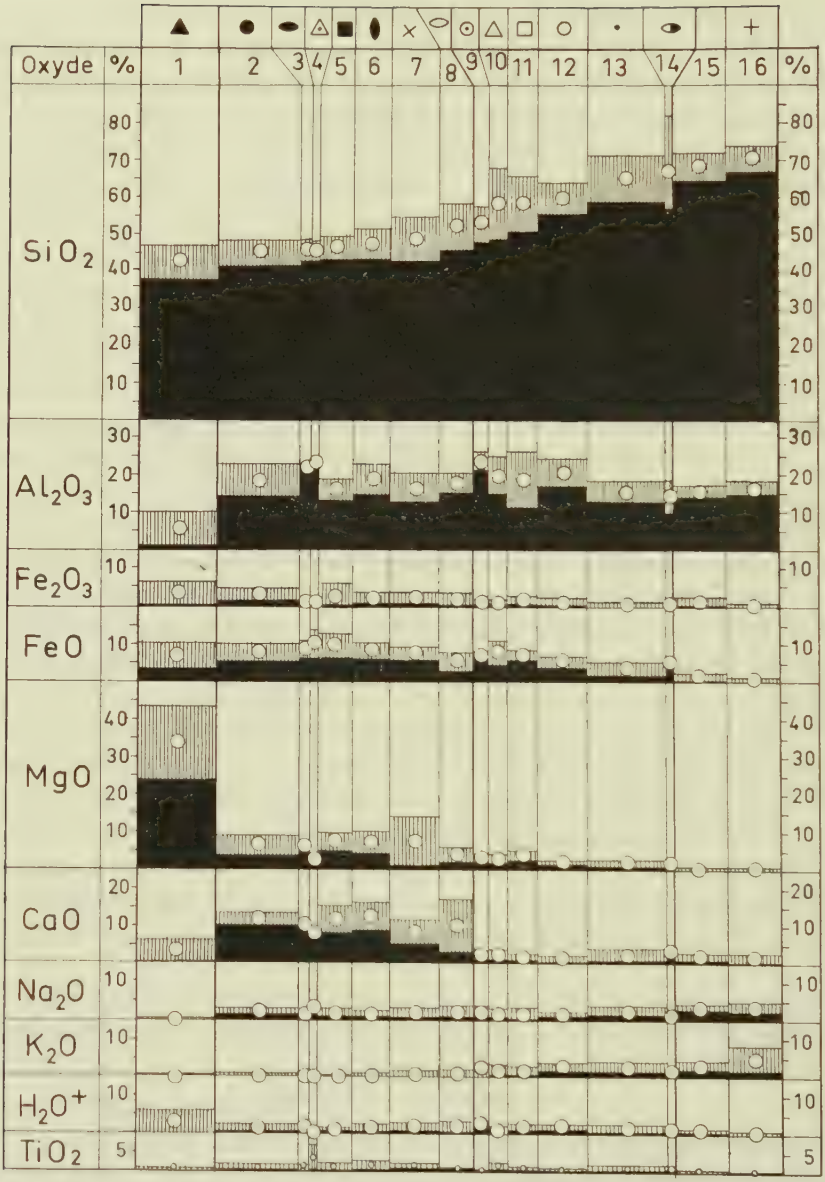


Fig. 15. *Mittlere chemische Zusammensetzung der unten angeführten Gesteinsgruppen 1—16 in Gew.-% der Oxyde* (mit leerem Kreis markiert). Schraffiert: Standardabweichung der Analysenwerte vom Mittelwert. Die Zahl der Analysen, die zur Bildung der Gruppenmittelwerte herangezogen wurden, lässt sich aus der Kolonnenbreite jeder Gruppe ablesen: 1 mm dieser Breite entspricht 2 Analysen. (Legende siehe nebenstehende Seite.)

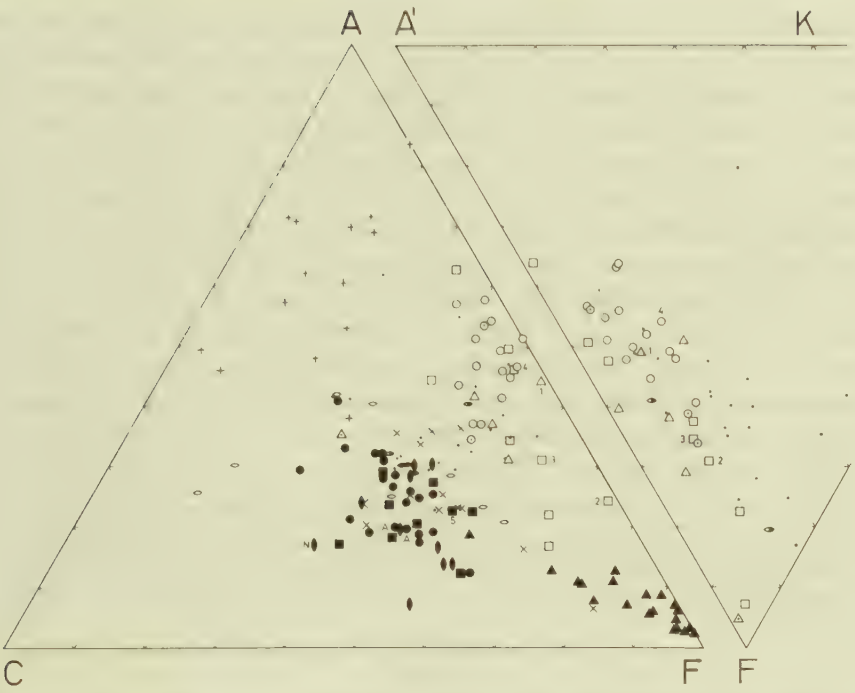


Fig. 16. *ACF*- und *A'FK*-Dreiecksprojektion der Gesamtgesteins-Analysen aus den Gruppen 1—14 und 16. Legende siehe Fig. 15.

Legende zu Fig. 15:

1 Olivin-, Hornblende- und Pyroxenfelse
2 P-H- und H-Granofelse
3 Feinkörnige Pyriklasite A
4 Granat-Plagioklasfelse
5 Mittelkörnige Pyriklasite A
6 Amphibolite
7 Basische Ganggesteine
8 Pyroxen-Biotit-Plagioklasfelse bzw. -gneisse ± Quarz, Granat, und Randpartien basischer Züge
9 Metatektische, diatektische und migmatitische Kinzigitgneisse
10 Stronalithe, vermutlich A
11 Stronalithe, vermutlich B
12 Kinzigitgneisse
13 Gneisse und Schiefer aus der Ceneri-Zone
14 Pyroxenhaltige Stronalithe
15 Subalpine Granite
16 Pegmatite

Zu den Fig. 16—19:

In den Dreiecksprojektionen dieser Figuren wurden folgende Analysen speziell gekennzeichnet:

A P-H-Granofels von Anzola (Huttenlocher 1942, S. 346, u. Bertolani 1954a, S. 180, Nr. VI)

N Amphibolit von Nibbio (Schilling 1957, S. 510, Nr. 1)

1 Stronalith A, SD 139
2 Stronalith B, SD 798 C
3 Stronalith B, SD 1035
4 Kinzigitgneiss, SD 1031 E
5 Mittelkörniger Pyritklasit A, SD 1034 A

1—5 siehe im Quellenverzeichnis S. 1093—1095

Hinzu kamen 4 Analysen, die am hiesigen Institut durchgeführt wurden und wovon 3 in einer spätern Arbeit publiziert werden. Es handelt sich um 2 Stronalithe B, einen Kinzigitgneiss und einen mittelkörnigen Pyriklasit A (siehe S. 1025). Weiter sind die aus Integrationsanalysen errechneten Pauschalchemismen eines Stronaliths A und eines Granat-Plagioklasfelses aufgenommen worden (der Granat-Plagioklasfels nur in das Variationsdiagramm). Es handelt sich dabei um Proben, deren Granat- und Plagioklaschemismen bestimmt wurden.

Die Analysen stammen in erster Linie aus dem Abschnitt zwischen Valle d'Ossola und Val Mastallone–Val Sesia. Sie sind hauptsächlich den Publikationen M. Bertolanis entnommen. Zu einem geringeren Prozentsatz beteiligen sich auch Analysen aus weiter SW gelegenen Teilen sowie vom NE-Ende der Zone.

Zum Vergleich wurden auch 14 Analysen subalpiner Granite und 21 Analysen von Gneissen aus der Ceneri-Zone beigezogen. Total handelt es sich also um 170 Analysen. Unter D (siehe S. 1093) ist ein vollständiges Verzeichnis der Quellen angeführt, aus denen die Analysen bezogen wurden.

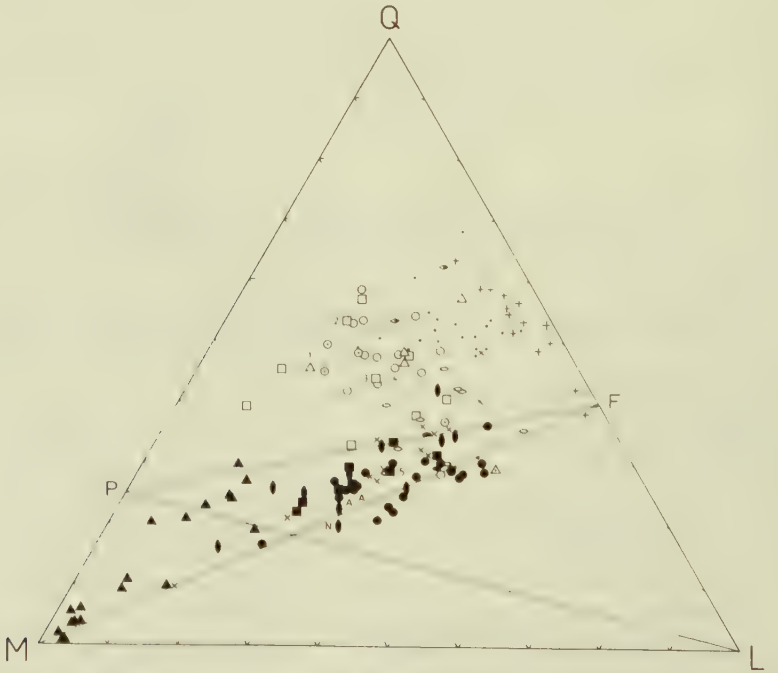


Fig. 17. *QLM*-Dreiecksprojektion der Gesamtgesteins-Analysen aus den Gruppen 1—14. Legende siehe Fig. 15.

Die Gruppeneinteilung gestaltete sich schwierig, da die modale Zusammensetzung der analysierten Gesteine öfters nicht genügend klar aus dem Begleittext hervorging. In zahlreichen Fällen musste die Fundortsangabe über die endgültige Zuordnung zu einer der 14 Gruppen entscheiden. Es muss also damit gerechnet werden, dass einzelne Analysen falsch eingereiht wurden.

Obschon sich die Analysenmethoden im Laufe der Jahrzehnte stark verbesserten, der Aussagewert ältester Analysenwerte also in Zweifel gezogen werden muss, wurden diese nicht ausgeschieden, denn es ging in erster Linie darum, ein möglichst statistisches Bild des von Gruppe zu Gruppe variierenden Chemismus zu erhalten.

Im folgenden wird der Weg beschrieben, welcher zu den im Variationsdiagramm und in den Konzentrationsdreiecken aufgezeichneten Werten führte.

B. Variationsdiagramm der gewichtsprozentigen Anteile der Oxyde

Mit einem Computer-Programm sind für die einzelnen Analysengruppen die arithmetischen Mittel O_m aus den Gewichtsprozenten der

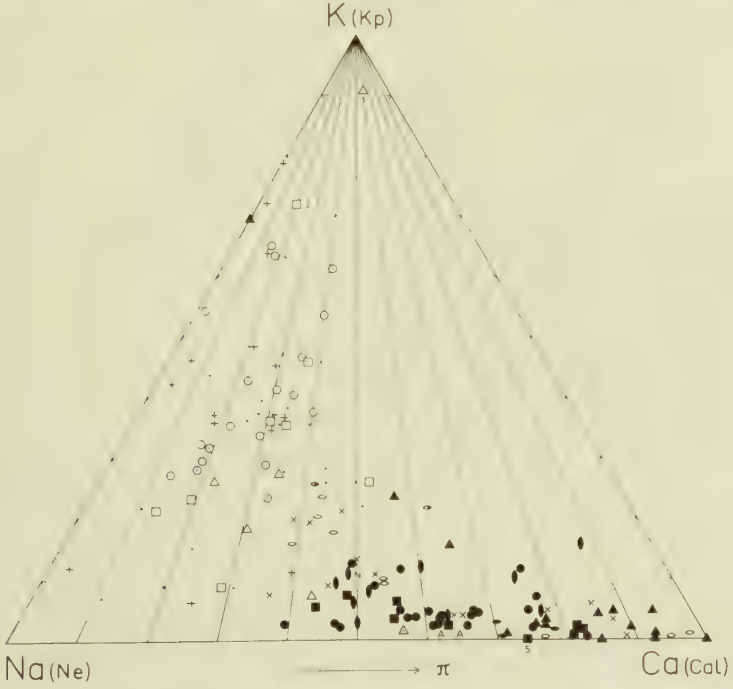


Fig. 18. *Normative Feldspatverhältnisse* in den Gesteinsgruppen 1–14. Legende siehe Fig. 15.

Oxyde errechnet worden sowie die Standardabweichungen s der Einzelwerte O_i von O_m ($s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{z}(O_m - O_i)^2}{z-1}}$; z = Anzahl der Analysen pro Analysengruppe).

Im Variationsdiagramm (Fig. 15) sind die arithmetischen Mittel mit einem leeren Kreis und die Standardabweichung (ein Mass für die Streuung der Oxydwerte) vertikal schraffiert angegeben. Die Zahl der Analysen pro Analysengruppe kommt in der Breite der Kolonne, die für eine Analysengruppe reserviert ist, zum Ausdruck, indem 1 mm dieser Breite gerade 2 Analysen entspricht.

C. Dreiecksprojektionen

Mit dem von R. Schmid (1965) beschriebenen Programm für die Umrechnung chemischer Gesteinsanalysen wurden die gesammelten Analysen umgerechnet und die gewonnenen Gruppenwerte mit Hilfe des

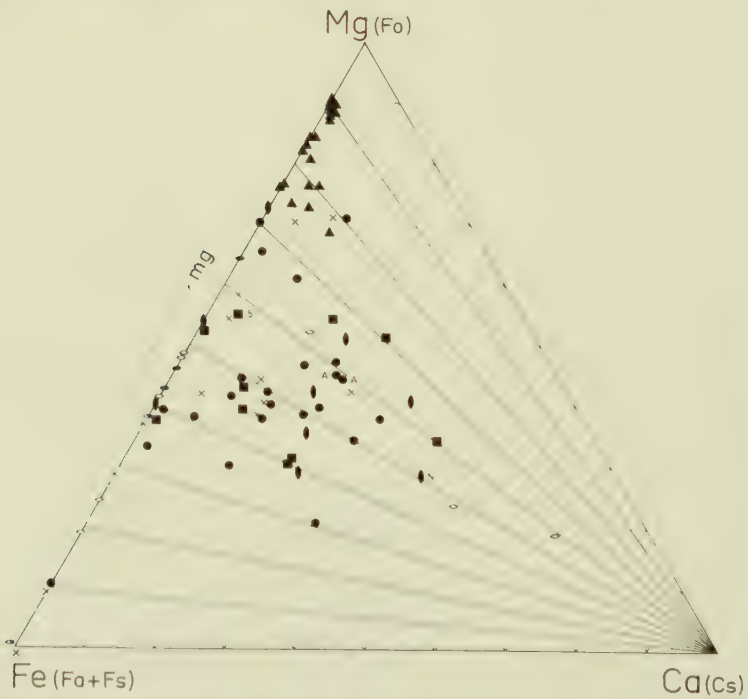


Fig. 19. *Mengenverhältnisse des nicht an Al gebundenen Fe, Mg und Ca* in den Gesteinsgruppen 1—3, 5—8 und 14. Legende siehe Fig. 15.

IBM 1620 Autoplotters in die durch P. Niggli (siehe C. Burri, 1959) und P. Eskola (in T. Barth et al., 1939) eingeführten Konzentrationsdreiecke eingetragen.

D. Quellenverzeichnis

Die folgenden Quellenangaben sind entsprechend den im Variationsdiagramm ausgeschiedenen petrochemischen Gruppen geordnet, wobei dieselbe Numerierung der Gruppen verwendet wird. In der ersten und zweiten Kolonne der verschlüsselten Angaben wird die Publikation, in der dritten die Seitenzahl und in der vierten die in der Publikation angegebene Nummer der Analyse[43]) zitiert.

Definition der Abkürzungen in den Kolonnen 1 und 2 des Quellenverzeichnisses

B	54, 58, 59, 60, 61, 63, 64	M. Bertolani	(1954, 1958, 1959, 1960, 1961, 1963, 1964)
C	30, 42, 56	P. Niggli et al.	(1930)
		F. de Quervain et al.	(1942, 1956)
F		G. Fagnani	(1947)
G		U. Grubenmann	(1907)
H		H. Huttenlocher	(1942)
L		A. Loschi	(1964)
PI		G. Pagliani	(1962)
PK		H. Preiswerk	(1906)
PO		C. Porro	(1896)
RD		M. Reinhard	(1964)
RF		W. Radeff	(1915)
SD	1, 2, 3	R. Schmid	(1: aus Modalanalysen berechnet; 2: in der vorliegenden Arbeit auf S. 1025 publiziert; 3: werden später publiziert)
SG		J. Schilling	(1957)

Quellenverzeichnis

1. *Olivin-, Hornblende- und Pyroxenfelse* (21 Analysen)

B	54	156	16n
		157	17n
B	59	191	MSM 17a
B	63	52	—
C	56	48	609—612
L		156	—
		160	—
		162	—
		163	—
		164	—
		166	—
		167	—

[43]) Zahlen in Klammern geben an, um die wievielte Analyse der Seite es sich handelt.

	168	—
	169	—
PO	401	I, II
RF	510	1
SG	460	3

2. *P-H- und H-Granofelse* (22 Analysen)

B 54	103	6
	107	9
	110	11
	130	17 bis a, b
	135	34
	180	III, IV, VI
B 58	79	55 B
B 59	191	MSM 22
B 61	81	f
B 64	55	10
H	346	—
L	157	
	165	—
PO	406	C
RF	505	1
SG	524	24, 30
	470	—

3. *Feinkörnige Pyriklasite A* (3 Analysen)

B 64	55	8, 9, 11

4. *Granat-Plagioklasfelse* (2 Analysen)

SD 1		SD 385 A
SG	524	29

5. *Mittel- (bis grobkörnige) Pyriklasite A* (9 Analysen)

B 54	180	I, V
B 64	55	12
C 56	50	615, 616, 618
SD 2		SD 1034 A
SG	460	2, 4

6. *Amphibolite* (10 Analysen)

B 58	71	18 B
B 61	79	(1), (2)
B 63	49	—
C 30	188	119, 121
F	129	—
PI	11	(2)
SG	510	1
	524	28

7. *Basische Ganggesteine* (13 Analysen)

B 54	105	5
B 60	235	Breia I, II; Cà Lauger
	239	CR 38, 110
B 63	60	
C 42	22	422
PK	326	I—III
SG	524	33, 34

8. *Pyroxen-Biotit-Plagioklasfelse bzw. -gneisse ± Quarz, Granat* (7 Analysen) *und Randpartien basischer Züge* (2 Analysen)

B 54	110	11 bis
	127	10 n
	176	12
	180	II
B 58	71	1 B
	105	6 B
B 63	62	C 2
C 56	50	617
PI	17	—

9. *Metatektische, diatektische und migmatitische Kinzigitgneisse* (4 Analysen)

B 58	87	17 B
B 60	205	CR 1, 3, 4

10. *Stronalithe, vermutlich A* (5 Analysen)

B 54	120	13
B 64	55	2, 4
SD 1		SD 139
SG	493	50

11. *Stronalithe, vermutlich B* (8 Analysen)

B 54	122	15
	123	16
	125	11 n

		141	30
B	64	55	5
SD	3		SD 798 C, 1035
SG		524	53

12. *Kinzigitgneisse* (13 Analysen)

B	54	187	31, 32
B	58	85	19 B
B	59	177	MSM 10, 12
		180	MSM 35
B	61	85	Q 49
		73	Q 82
B	63	46	—
C	30	188	120
G		280	I, II
SD	3		SD 1031 E

13. *Gneisse und Schiefer aus der Ceneri-Zone* (21 Analysen)

RD		81	1—9
		82	10—18
		83	19—21

14. *Pyroxenhaltige Stronalithe* (2 Analysen)

B	64	55	1, 3

15. *Subalpine Granite* (14 Analysen)

B	59	161	Fl
		170	SL 11, 13, 14
		180	MSM 36
		195	MSM 7
B	60	218	(1)—(5)
B	61	81	a, b
		96	Q 97

16. *Pegmatite* (14 Analysen)

C	42	22	423
B	58	101	59 B, 81 B, 63 B
B	60	219	(2)
		226	CR 5, 32, 36
		233	CR 4, 6, 33, 75
B	61	92	Q 61
B	63	58	Q 9

III. ZUR RETROMORPHOSE DER IVREA-GESTEINE

Sieht man vom Bereich der Insubrischen Störung ab, so kann gesagt werden, dass die Gesteine im untersuchten Abschnitt nur sporadisch und meist nur schwache Anzeichen einer Retromorphose aufweisen. Diese beschränken sich zur Hauptsache auf einzelne Minerale. Im pyroxengranulitischen Faziesbezirk handelt es sich hiebei insbesondere um Bronzit, Olivin und seltener auch um Plagioklas. P. Vogt (op. cit.), E. Venkayya (op. cit.) sowie andere Autoren haben die Umwandlungsprozesse dieser und anderer Gemengteile, die sich allgemein gegen die Insubrische Linie hin häufen, bereits eingehend beschrieben, so dass sie hier nicht nochmals zur Sprache gebracht werden sollen.

Im ganzen untersuchten Abschnitt wird häufig die Reaktion Sillimanit + Kalifeldspat + H_2O → Muskowit + Quarz angetroffen. Sie ist insbesondere in der oberen Val Piana verbreitet, wo der Sillimanit meist nurmehr reliktisch vorliegt oder vollständig umgewandelt wurde. Der häufige Zerfall der braunen Hornblende in eine blassgrüne und farblose Varietät in karbonatischem Milieu ist auf S. 997 erwähnt worden. In den Stronalithen und Kinzigitgneissen ist der Biotit manchmal randlich

oder unter Erzausscheidung total ausgebleicht worden (auch in Granat-Biotitfelsen festgestellt).

IV. ZU DEN PROFILEN

Bei den Profilen (Tafel XI) handelt es sich um Vertikalschnitte. Die Blickrichtung ist überall NE. Zur besseren Lesbarkeit wurden dieselben Signaturen verwendet wie in der petrographischen Karte. Dies wirkt sich nur in einem Fall ungünstig aus, wo die Diagonalschraffur für die Verbreitung calcithaltiger Amphibolite fälschlicherweise eine Fallrichtung der s-Flächen suggeriert.

Das *Sammelprofil* stellt einen schematischen Querschnitt mitten durch das kartierte Gebiet dar. Es soll in erster Linie einen allgemeinen Eindruck des strukturellen und petrographischen Aufbaus des ganzen Gebiets in der zweitwichtigsten Dimension, senkrecht zum Streichen, vermitteln. Es wird unten durch eine Horizontale, die auf dem Niveau des Toce verläuft, und oben durch die Silhouette des Hauptgrates begrenzt, wie sie sich einem fern im SW stehenden Beobachter präsentieren würde. Da sich die NW und SE dem Hauptgrat liegenden Gebietsteile zwischen Candoglia–Velina und Madonna dello Scopelle Val Fredda geologisch stark voneinander unterscheiden (unter anderem auf Grund des starken Axialgefälles), wurde auf eine Konstruktion der im Bereich des Profilschnittes zu erwartenden Struktur verzichtet. Statt dessen sind einfach die geologischen Aufschlussverhältnisse an der Tosa-Talflanke horizontal auf die Profilebene projiziert worden (neben kleinen Details von der Val-Grande-Seite her: Pegmatite und basische Ganggesteine). Das heisst also, dass nur die obern Profilpartien den tatsächlich unterhalb dem Hauptgrat herrschenden Verbandsverhältnissen gerecht werden. Demgegenüber ist das links aussen stehende Profilviertel wirklichkeitsgetreuer, konnten hier doch mehr oder weniger vollständig die Aufschlussverhältnisse beider Seiten berücksichtigt werden.

Im *abgewickelten Bachprofil der Val Grande*, das detailliert kartiert wurde und hier in zusammengefasster Form wiedergegeben wird, ist der gewundene Lauf des Rio Val Grande zu einer Geraden gestreckt worden. Darin sind die petrographischen Grenzen mit ihrem Fallbetrag senkrecht zum Streichen, also unkorrigiert, eingezeichnet. Dadurch erscheinen die Mächtigkeiten der einzelnen Gesteinszüge stellenweise leicht verfälscht. Das Profil dient der geologischen Orientierung bei der Begehung des Bachlaufes.

LITERATURVERZEICHNIS

RSMI = Rendiconti della Società Mineralogica Italiana
SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Artini, E. e Melzi, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. r. Ist. lomb. Sci. e Lett., Cl. Sc. mat. nat., 18, 1896/1900.

Barth, T. F. W., Correns, C. W. und Eskola, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin.

Bearth, P. (1932): Die Ganggesteine des Malcantone. SMPM 12.

Berthelsen, A. (1960): Structural Studies in the Pre-Cambrian of Western Greenland. II. Geology of Tovqussap Nunâ. Medd. om Grld. 123/1.

Bertolani, M. (1954a): Contributo allo studio petrografico della cosidetta „formazione dioritico-kinzigitica": Ricerche in Val Sabbiola (Valsesia). RSMI 10.

— (1954b): Sulla presenza di un anfibolo tipo paragasite nelle rocce ultrabasiche della Val Sabbiola (Valsesia). Per. Mineral. 23.

— (1958): Contributo allo studio petrografico della cosidetta „formazione dioritico-kinzigitica": Le azioni metamorfiche nelle rocce della Val Bagnola (Valsesia). RSMI 14.

— (1959): La formazione basica „Ivrea-Verbano" e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della bassa Valsesia e del Biellese. Per. Mineral. 28.

— (1960): Contributo allo studio petrografico della cosidetta „formazione dioritico-kinzigitica": Variabilità petrografica e azioni metamorfiche nella zona di Civiasco (Valsesia). Per. Mineral. 29.

— (1961): Fenomeni di granitizzazione e di contatto nella zona di Quarna (Novara). RSMI 17.

— (1963): Ricerche petrografiche nella bassa Valle Strona (Novara). RSMI 19.

— (1964): Le Stronaliti. RSMI 20.

Brøgger, W. C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes, IV: Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Videnskapsselskapets Skr., I. mat.-naturv. Kl., 1920, No. 9. Kristiania.

Buddington, A. F. (1963): Isograds and the role of H_2O in metamorphic facies of the northwest Adirondack area. New York. Geol. Soc. Amer. Bull. 74.

Burri, C. und Quervain, F. de (1934): Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago (Tessin). SMPM 14.

Burri, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser, Basel.

Camisasca, O. (1941): Il marmo di Candoglia ed i suoi minerali. Atti Soc. ital. Sci. nat. e Museo civico Storia nat. Milano, 80.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1963): Rock-Forming Minerals, Vol. 2. Longmans, London.

Eskola, P. (1952): On the granulites of Lapland. Amer. J. Sci., Bowen-Vol.

Fagnani, G. (1947): Nota petrografica sulle rocce di Nibbio e Miggiandone (Val Ossola). Boll. Soc. tic. Sci. nat. 42.

Fischer, H. (1861): Über den Kinzigit. N. Jb. Mineral., Geognosie, Geol. und Petrafaktenkde.

Franchi, S. (1905): Apunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. del R. Com. Geol. 36.

Fyfe, W. S. and Turner, F. J. (1966): Reappraisal of the Metamorphic Facies Concept. Contr. Mineral. and Petrol., 12, S. 354—364.

Gallitelli, P. (1937): Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 46.

— (1941): Ricerche geo-petrochimiche sull massiccio erruttivo compreso fra La Valsesia ed il Lago d'Orta. Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lettere ed Arti Modena 5.

Goldsmith, R. (1959): Granofels, a new metamorphic rock name. J. Geol. 67.

Gorai, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. Amer. Mineral. 36.

Grubenmann, U. (1907): Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneiss. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 52.

Holmes, A. (1920): The nomenclature of petrology. Thomas Murby, London.

Huttenlocher, H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. SMPM 14.

— (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano I. SMPM 22.

Jäger, E. und Huttenlocher, H. (1955): Beobachtungen an basischen Plagioklasen der Ivrea-Zone. SMPM 35.

Jäger, E. und Faul, H. (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. SMPM 40.

Jäger, E. et al. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer-Alpen. SMPM 41.

Jäger, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. Geophysical Research and National Academy of Sciencies, Woods Hole Meeting. J. geophys. Res., 67.

Johannsen, A. (1931): A descriptive Petrography of the igneous rocks. Vol. I. Univ. of Chicago Press.

Jung, J. et Brousse, R. (1959): Classification modale des roches éruptives. Masson, Paris.

Krummenacher, D. et al. (1960): Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (zone d'Ivrée). Arch. Sc. Genève 13.

Laves, F. (1960): Die Feldspäte, ihre polysynthetischen Verzwillingungen und Phasenbeziehungen. RSMI 16.

Loschi, A. (1964): Le Rocce ultrafemiche della Valle Strona. RSMI 20.

Mehnert, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granit-Problems. Fortschr. Mineral. 37.

— (1962): Zur Systematik der Migmatite. Kristalinikum 1, Prag.

Michel-Levy, A. (1889): Structures et classification des roches éruptives. Baudry, Paris.

Michot, P. (1955): Anorthosites et Anorthosites. Bull. Cl. Sci. Acad. r. Belgique, 5e Sér., 41.

Niggli, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der W-Alpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv. 39.

Niggli, P., Quervain, F. de und Winterhalter, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 14.

Novarese, V. (1906): La zona d'Ivrea. Boll. Soc. geol. ital. 25.

(1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 22.

(1931): La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. r. Uff. geol. d'Italia, 56.

Pagliani, G. e Milani, C. (1952): La pegmatite di Candoglia. Atti Soc. ital. Sc. nat. e Museo civ. Stor. nat. Milano. 91.

Peyronel Pagliani, G. e Boriani, A. (1962): Miloniti e cataclasiti al limite fra „zona dioritico-kinzigitica" e „zona Strona orientale" nella bassa Val d'Ossola e il loro significato tettonico. RSMI 18.

Papageorgakis, J. (1961): Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia. SMPM 41.

Parker, R. L. (1926): Die Lamprophyre im Granit von Baveno. SMPM 6.

Pitcher, W. S. and Flinn, G. W. (1965): Controls of metamorphism. Oliver & Boyd, Edinburgh/London.

Porro, C. (1895): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobino-Thal). Diss. Univ. Strassburg. Z. dtsch. geol. Ges. 47.

Preiswerk, H. (1906): Malchite und Vintlite im „Strona-" und „Sesiagneiss" (Piemont). Festschr. Rosenbusch. Schweizerbart, Stuttgart.

Quervain, F. de und Friedlaender, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 20.

Quervain, F. de und Jenny, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 34.

Radeff, W. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Eclogae geol. Helv. 13.

Reinhardt, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). Diss. Univ. Basel. SMPM 46.

Reinhard, M. (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 117.

Rosenbusch, H. (1910): Elemente der Gesteinslehre. Schweizerbart, Stuttgart.

Sander, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, 2. Teil. Springer, Wien/Innsbruck.

Scharbert, H. G. (1963): Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 3. F., 8/4.

Scheumann, K. H. (1961): „Granulit", eine petrographische Definition. N. Jb. Mineral., Mh.

Schilling, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Val d'Ossola. Diss. Univ. Bern. SMPM 37.

Schmid, R. (1965): Programm in Fortran II für die Umrechnung chemischer Gesteins- und Mineralanalysen. SMPM 45.

— (1966a): Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). SMPM 46, S. 683—687.

— (1966b): Struktureller Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Norditalien). SMPM, 46, S. 687—691.

Studer, B. (1851): Geologie der Schweiz, Bd. 1. Stämpfli, Bern / Schulthess, Zürich.

Tacconi, E. (1911): La massa calcare ed i calcefiri di Candoglia. Atti Soc. ital. Sci. nat. 50.

Tröger, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart, Stuttgart.

— (1960): Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. N. Jb. Mineral., Abh. 93.

Turner, F. J. (1948): Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Amer. Mem. 30.

Venkayya, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. Diss. ETH, SMPM 36.

Vogt, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. Diss. Univ. Basel, SMPM 42.

Walter, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Diss. Univ. Zürich, SMPM 30.

Wenk, E. (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Mineral., Mh.
Wenk, E. (1965): Khondalite and Stronalite. The Indian Mineralogist, 6/1 and 2.
Winkler, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlin.

Topographische Kartierungsgrundlage

Carta d'Italia 1 : 25000, Fogli 15, Premosello, 16, M. Zeda, 30, Ornavasso.

Photo-Tafeln I—VIII

(Fig. 20—51)

TAFEL I

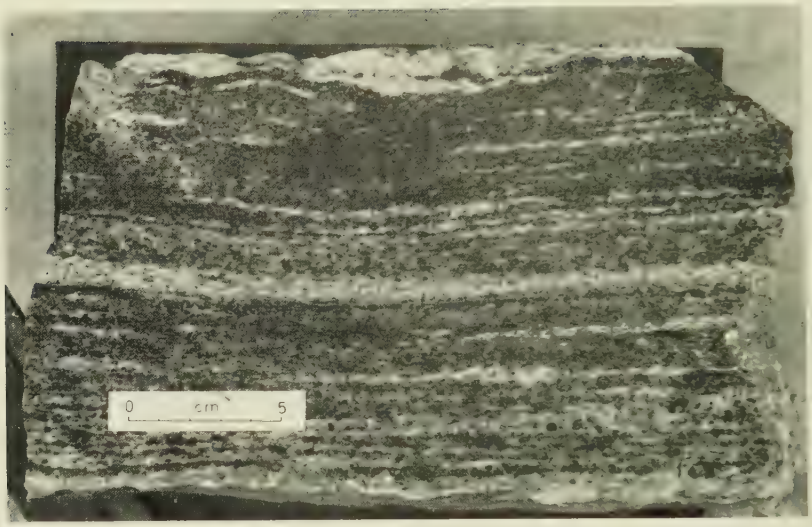


Fig. 20. Angeschliffener *Stronalith A 1.* Block aus Geröll des Rio Val Grande bei der Mündung der Val Fredda (Toce 34 A).

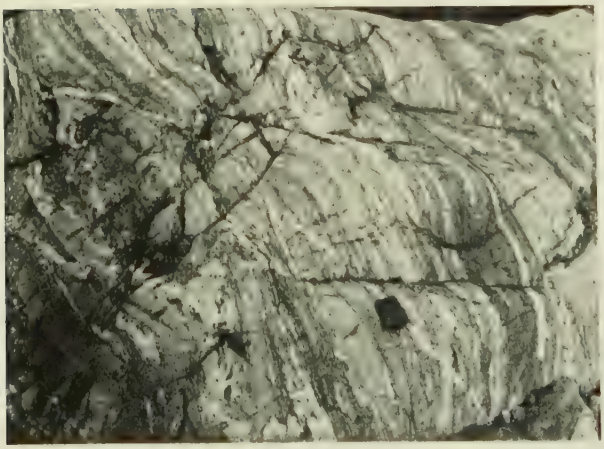


Fig. 21. Wechsellagerung und Verfingerung von *Stronalith A* (hell/dunkelgestreift) mit ± biotithaltigem, *feinkörnigem Pyriklasit A* (homogen hellgrau gefärbt, z. B. links vom Belichtungsmesser). Im Gesteinsverband sind auch einzelne über cm breite Granat-Biotitlagen enthalten. Er wird von Feldspat-Quarzmobilisaten durchadert. Koord. 95460/51980. (Punkt SD 459).

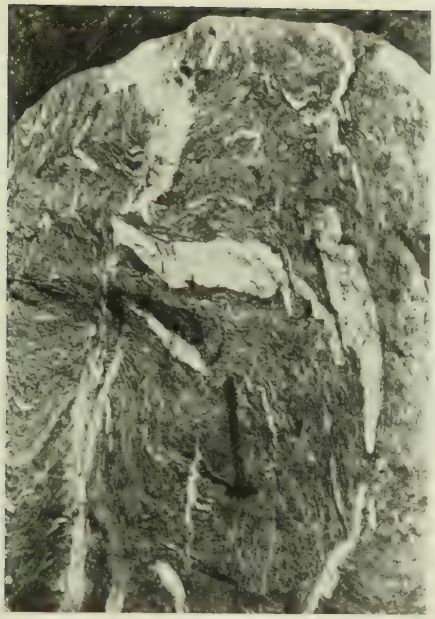


Fig. 22. *Adermigmatitischer Stronalith B*, SD 369 F (Block). Ansichtsrichtung // B. Koord. 96700/57000.

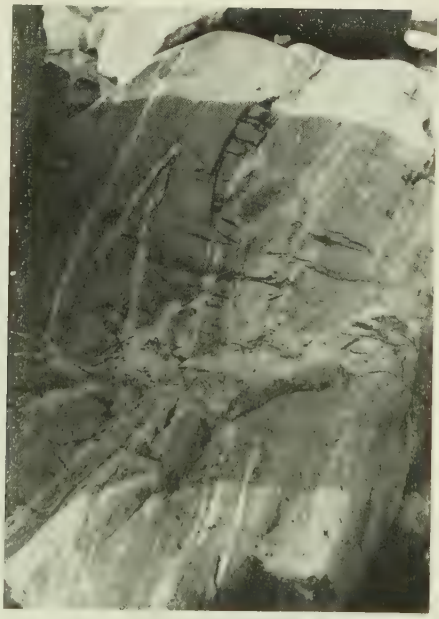
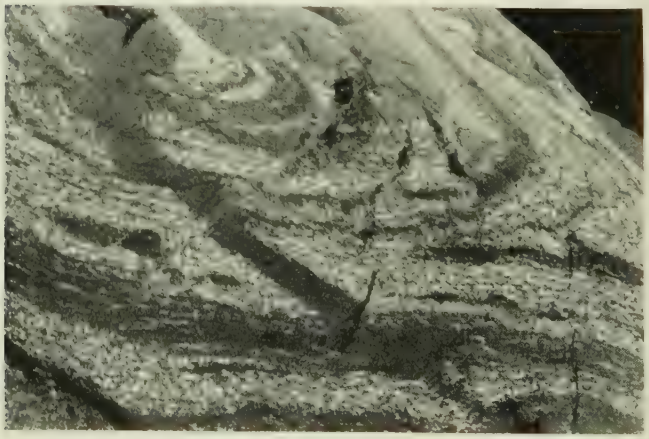


Fig. 23. Verfingerung eines *Granat-Plagioklasfelses* in *feinkörnigen Pyriklasit A* (linke Blockhälfte) und in *Stronalith A 1* (rechte Blockhälfte) Koord. 99150/55440 (Punkt SD 282).

TAFEL II

Fig. 24. Die aus *Biotit, Granat und Plagioklas zusammengesetzte Randlage* eines Stronaliths B (rechts) schneidet die Bänderung eines calcithaltigen Amphibolits (links) diskordant an. Koord. 96480/57010 (Punkt SD 375).

Fig. 25. *Flaseriger Pyriklasit B* im Gewölbekern bei A. Tre Asciot mit Klinopyroxenfels-Lagen, die durch einen Gang aus demselben Material miteinander verbunden werden. Block im R. Crot. Koord. 96150/50230 (Punkt SD 1039). Beachte die für diesen Gesteinstyp charakteristische flaserige Textur. Die Breite des Bildausschnitts entspricht ca. 1 m.



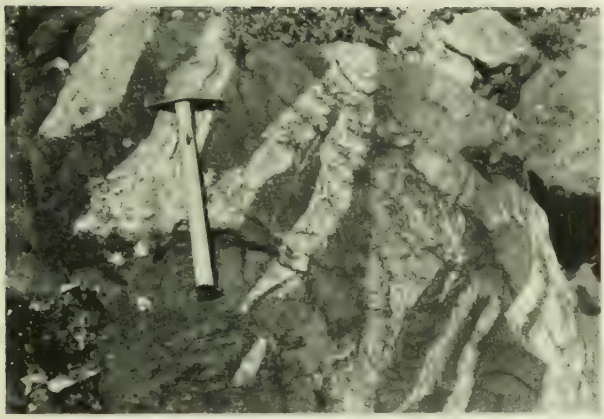


Fig. 26. Verfingerung von *flaserigem Pyriklasit B* mit *Klinopyroxenfels*. Block, Koord. 98900/53470 (Punkt SD 243).

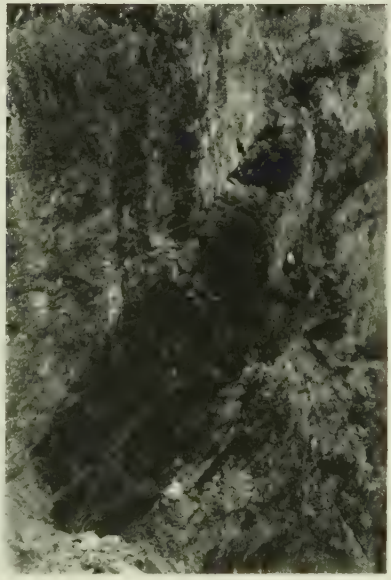


Fig. 27. Diskordant lagernde Kopfpartie einer *Klinopyroxen - Hornblendefels - Linse* (55% Hornblende, 45% Klinopyroxen) in *mittelkörnigem Pyriklasit A*, Koord. 97340/52240, H. 1790 (Punkt SD 146). Die verhältnismässig flach liegenden s-Flächen des Pyriklasits schneiden die abgebildete Felswand in leicht von rechts oben nach links unten abfallenden Linien. Vergleichsmassstab: Hammerstiel und Rucksack im untersten Bildviertel links.

TAFEL III

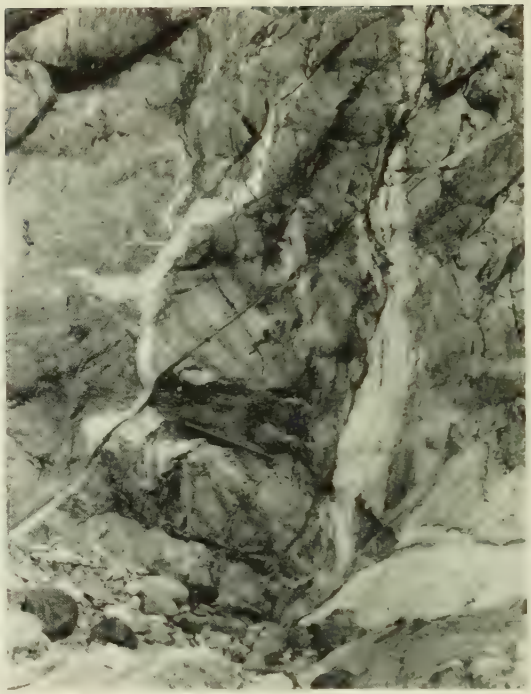


Fig. 28. Nebulit in der Val Grande, Koord. 97830/55600 (Punkt SD 333 C). Verfingerung pegmatitoider Bestandesmassen in domänenweise unterschiedlich stark „aufgehellten" feinkörnigen Pyriklasit (im Zentralteil des Bildes besonders gut erkennbar). Vergleichsmassstab: Hammerstiel unterhalb Bildmitte.

Fig. 29. In der Bildmitte diskordanter, ca. 8 m mächtiger *Marmorgang* in *P-H-Granofels A* bei L'Arca, Koord. 97650/56000 (Punkt SD 334). Blickrichtung ca. // s. Linke Hälfte des Ganges reich an zumindest teilweise postmetamorph eingeschuppten (nicht kalksilikatisch umgewandelten) Granofelsschollen. Angrenzender Granofels über mehr als 1 m mylonitisch. Rechte Hälfte des Ganges eng verfältelt. Kontakt scharf und deutlich diskordant zur steil nach rechts einfallenden Planartextur des flankierenden Granofelses verlaufend.

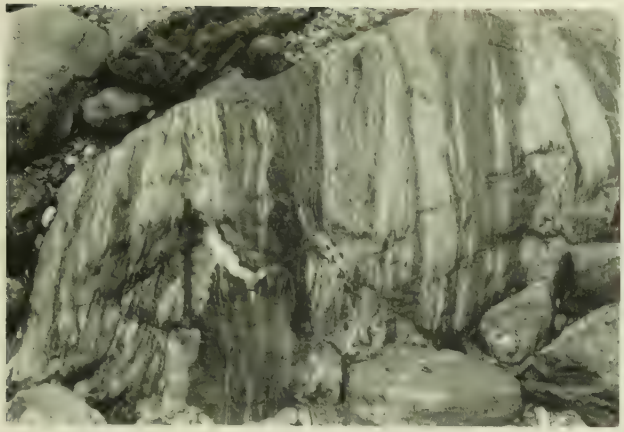


Fig. 30. *Erz-Spessartinband* (rechts von Hammer) in Block, der aus Bändern von Kalksilikatfels (hell) und P-H-Granofels (dunkel) aufgebaut ist. Val Grande. Koord. 97070/56560 (Punkt SD 374).

Fig. 31. Linsenförmig ausgezogener *Kalksilikateinschluss in Marmor* des innern Gewölbemantels, Koord. 99290/54540 (Punkt SD 251 B).

Fig. 32. *Oligoklasitgang* am SE Rand des kleinen Amphibol - Olivinfels - Stocks in der Val Serena. Koord. 98980/53540 (Punkt SD 245). Beachte das Wachstum grosser Hornblenden am Kontakt zum angrenzenden Hornblendefels (unten) und die Verfingerung der Gangmaterie in diesen hinein.

TAFEL IV

Fig. 33. *Selektive Retromorphose* von flaserigem Pyriklasit B (g) in die Umwandlungsstufen 2 (2) und 3 (3) *unter dem Einfluss hydrothermaler Lösungen*. Block im R. Crot, Koord. 96150/50230 (Punkt SD 1039).

Fig. 34. *Albit-Dolomit-Quarzmobilisate* durchadern einen gelb- bis rostbraun anwitternden Retromorphit der Umwandlungsstufe 3. Block im R. Crot, Koord. 96150/50230 (Punkt SD 1039).

Fig. 35. *Albit-Quarzgang mit Dolomitschmitzen* in grobkörnigem Klinopyroxenfels der Umwandlungsstufe 2—3.

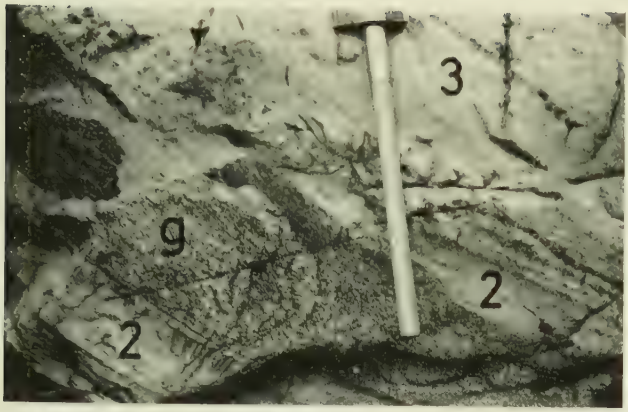


Fig. 33

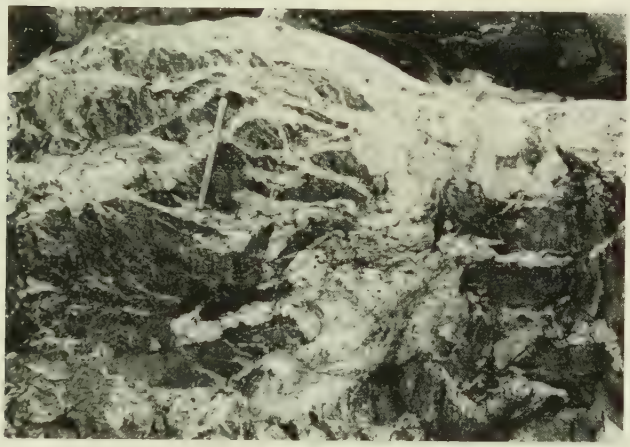


Fig. 34

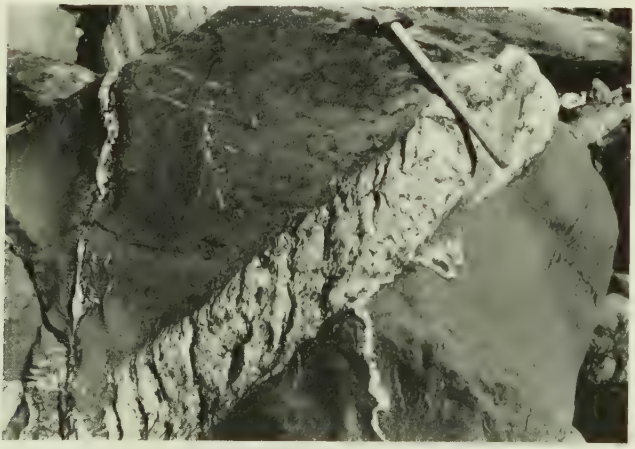


Fig. 35

TAFEL V

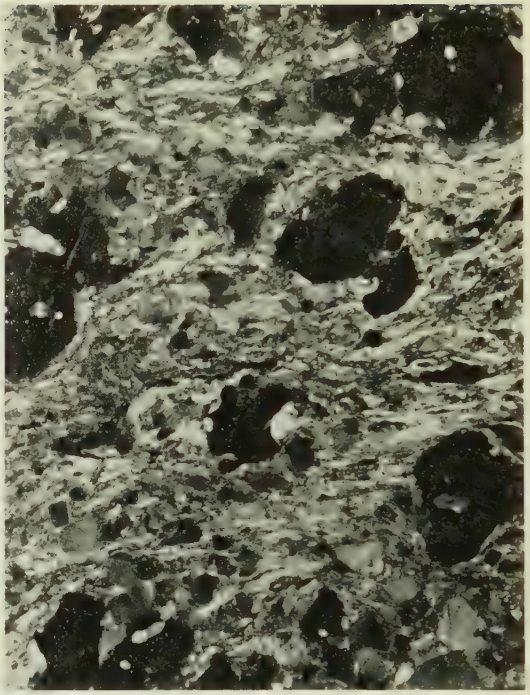


Fig. 36. *Dünnschliffbild eines Stronaliths A 1* (SD 139, Koord. 97320/52660) ⊥ B, + Nicols, Vergr. 14×. Man erkennt die für diesen Gesteinstyp im untersuchten Abschnitt charakteristische blastoklastische Verschieferung, bei welcher der Kalifeldspat noch in grösseren Körnern erhalten blieb, wogegen der Quarz vollständig granuliert wurde, ausser als Einschluss in Granat. Am Vorherrschen isometrischer Querschnitte durch die Sillimanitstengel kann deren vorzügliche Regelung // b abgelesen werden.

Fig. 37. *Pyroxenführender Stronalith* (SD 190 A, Koord. 98080/53210) im Schnitt ⊥ B. + Nicols, Vergr. 14×. Es tritt ein gegenüber der Fig. 36 gesteigerter Grad blastoklastischer Deformation in Erscheinung. Der Kalifeldspat ist mit dem Quarz zusammen in strähnige Aggregate zerflossen (im Bild dunkelgrau gefärbt; hell: reine Quarzaggregate). Diese bauen eine feinkörnige Grundmasse auf, in der undulöser Plagioklas in mittelkörniger Form und Granat in der ursprünglichen Gestalt erhalten geblieben sind.

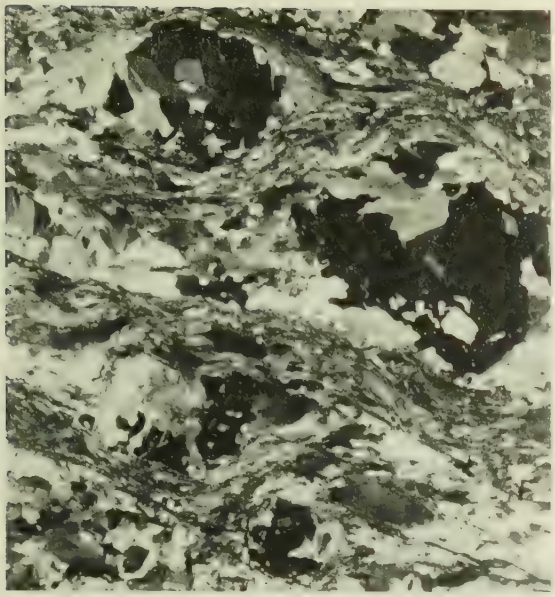


Fig. 38. Grobflaseriger, granathaltiger *Kinzigitgneiss* (SD 779 C, Koord. 95200/57200). Dünnschliffphoto B, + Nicols, Vergr. 7 · . Die Granatkörner werden von Fibrolith-Biotit-„Tapeten" umflossen, die durch heterogranoblastische Feldspat-Quarzlagen voneinander getrennt werden. In der untern Bildhälfte, links von der Mitte, wird ein Quarzkorn, das Büschel aus feinstem Sillimanit enthält, halbmondförmig von Granat umschlossen. Beachte den grossen Unterschied im Korngefüge zwischen den Stronalithen (Fig. 36, 37) und dem Kinzigitgneiss.

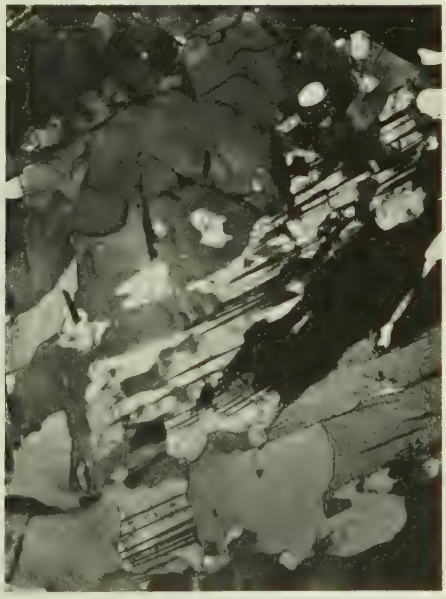


Fig. 39. *Implikation von Kalifeldspat* (links oben) *und Plagioklas* (im Zentralteil des Bildes), interpretiert als Verdrängung des zweitgenannten Gemengteils durch den ersten. Korn rechts vom Plagioklas in Auslöschungsstellung: Biotit. Dünnschliffphoto, Stronalith B (Toce 14), Koord. 94390/51870, + Nicols, Vergr. 34 · .

TAFEL VI

Fig. 40. Nahezu vollständige *Umhüllung eines Antiperthitkorns* (hell) *durch* filmperthitischen *Kalifeldspat* (dunkel). Die Kalifeldspatphase des Antiperthits steht in keinem Zusammenhang mit dem umhüllenden Korn (verschiedene optische Orientierungen der beiden Körner). Am Bildrand oben: Myrmekit. Dünnschliffbild Stronalith B (Toce 14), + Nicols, Vergr. 14 · .

Fig. 41. *Mittel- bis grobkörnige, rekristallisierte Sillimanitstengel in Fibrolith.* Dünnschliffphoto Stronalith B (SD 609 A), Koord. 93510/54220, + Nicols, Vergr. 34 · .

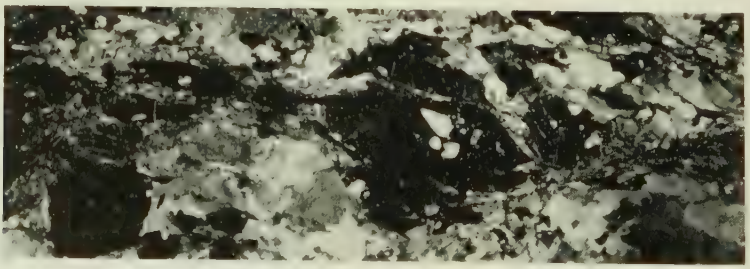


Fig. 42

Fig. 42 und 43. *Abbildung eines ältern Sillimanitgefüges in Granat* (Fig. 42) *bzw. in spindelperthitischen Kalifeldspatkörnern* (Fig. 43). Dünnschliffphotos Stronalith A 2 (SD 353), Koord. 97540/56190 (L'Arca), + Nicols, Vergr. 7 · (in Fig. 42) bzw. 34 × (in Fig. 43).

Fig. 43

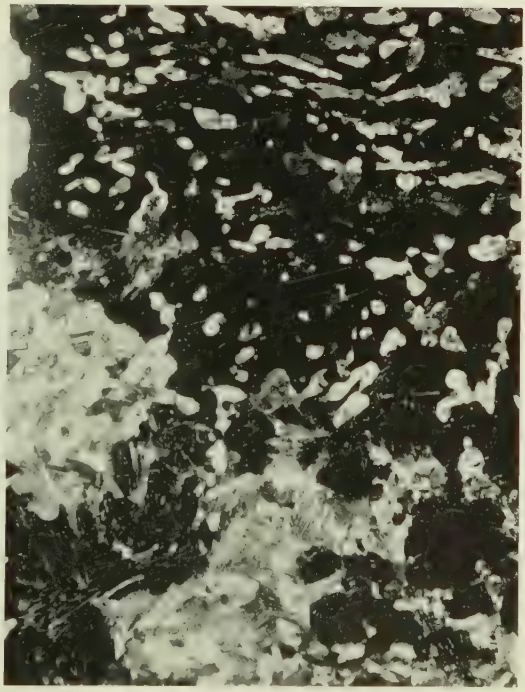
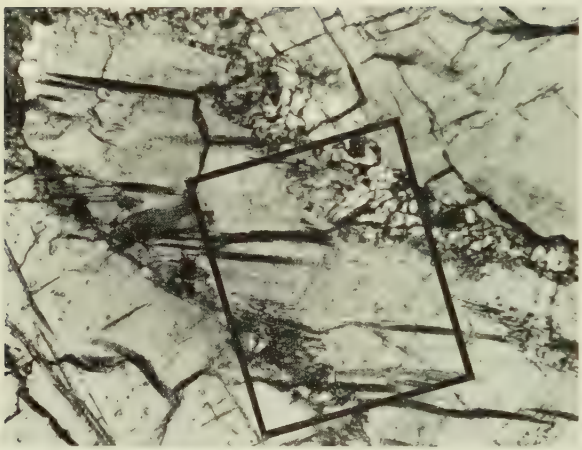


Fig. 44. *Dünnschliffbild eines grobkörnigen, quarzfreien Stronaliths vom Rand des Granofels-Hauptzuges.* Der einschlussreiche Granatporphyroblast (oben, schwarz) ist aus dem Zusammenschluss kleinerer (teilweise sillimanithaltiger) Granatkörner (unten) entstanden. SD 385 F, Koord. 96630/53780, + Nicols, Vergr. 7 · .

TAFEL VII



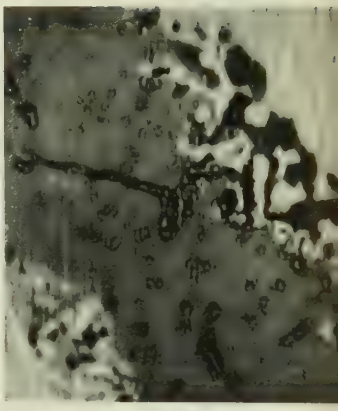


Fig. 47 (Legende S. 1115).

Fig. 45. *Hornblende mit Symplektitrand in einem P-H-Granofels B* (SD 340 B, Koord. 97140/56540), zweiseitig von einem Plagioklaskorn flankiert. In der linken obern Ecke schliesst ein weiteres Hornblendeindividuum (schwarz) an. Schwach + Nicols. Vergr. 100 ·.

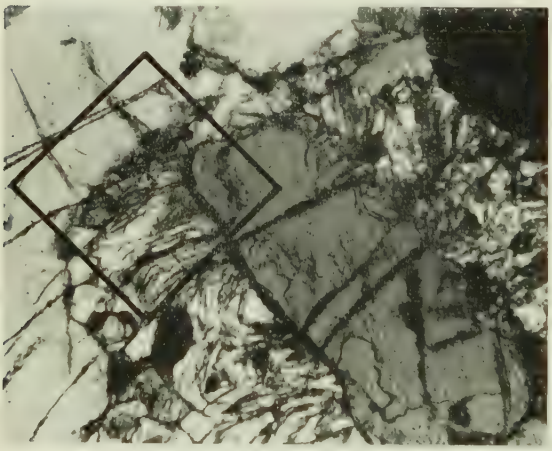


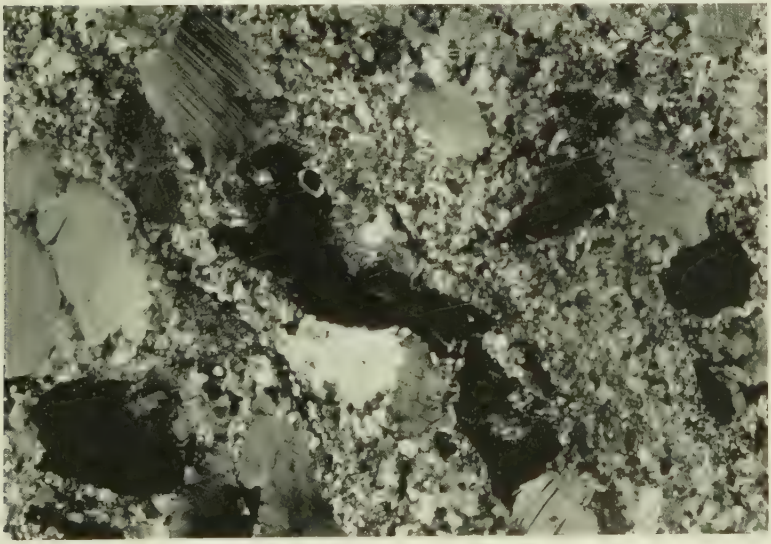
Fig. 48 (Legende S. 1115).

Fig. 46. *Granatkorn mit Kelyphit-Corona in mittelkörnigem Pyriklasit A* (SD 167 E, Koord. 98530/53050). Schwach + Nicols, Vergr. 75 ·.

Im Bild links: Klinopyroxenkorn, das mit einem Kleinkornsaum an die Corona grenzt. (Schwarzer Fleck rechts oben: Tuschmarkierung.) Es kann eine grau/weisse Felderteilung des Kelyphitkranzes beobachtet werden, hervorgerufen durch die in unterschiedlicher Auslöschungsstellung verharrenden Plagioklaskörner, welche mit wurmförmigem Orthopyroxen zusammen den Kelyphitrand aufbauen.

Fig. 47 und 48. Bilder der absorbierten Elektronen (Mikrosonde) von Ausschnitten, die in den Fig. 45 und 46 eingezeichnet sind. Vergr. 150 . Als Faustregel sei angegeben: Je dunkler ein Feld erscheint, desto spezifisch schwerer ist die abgebildete Mineralphase. Die Aufnahmen demonstrieren die *nahe morphologische Verwandtschaft von Symplektiten* (Fig. 47) *und Kelyphiten* (Fig. 48). Es fällt auf, dass in beiden Reaktionsrändern das Erz eng an die Mafite gebunden ist. Während der Granat scharf begrenzt erscheint, sind die Hornblende und der Plagioklas des Symplektitrandes eng miteinander verzahnt.

Fig. 49. *Typisches blastoporphyroklastisches Korngefüge eines mittelkörnigen Pyriklasits A* (SD 178 A, Koord. 97840/52620) + Nicols. Vergr. 14 ×. Granat und Erz: schwarz; Pyroxen: 1 Korn, dunkelgrau, in der linken obern Ecke; Rest: Plagioklas.



TAFEL VIII

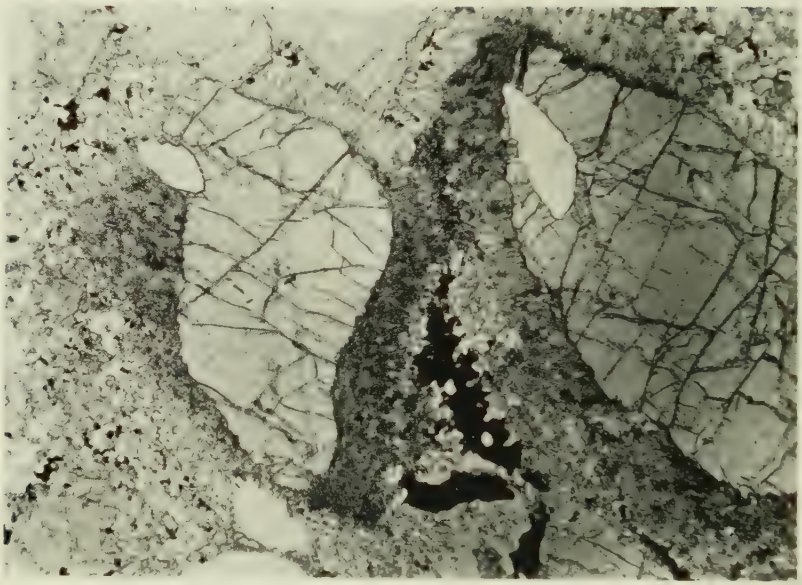


Fig. 50. *Ursprünglich vollständig von Granat umschlossene Plagioklaskörner* (obere Bildhälfte) *sind vom granateinwärts vorrückenden Kelyphitrand umfahren worden und unversehrt erhalten geblieben.* Der Kelyphitrand ist zweigeteilt in einen innern feinkörnigen, verstärkt erzhaltigen und insbesondere spinellreichen Saum und eine äussere grobkörnigere, erz- und spinellarme Randpartie (→ 2 Entstehungsphasen?). Beachte die Erzanreicherung an der Peripherie des Kelyphits und, im vorliegenden Ausschnitt des Schliffes nur stellenweise erkennbar (siehe auch in Fig. 51), entlang dem Aussenrand des innern Saumes. Bei den grauen Körnern ausserhalb des Kelyphits handelt es sich um Pyroxen (weiss: Plagioklas). Mittelkörniger Pyriklasit A, SD 167 E, Koord. 98530/53050, // Nicols. Vergr. 34 × .

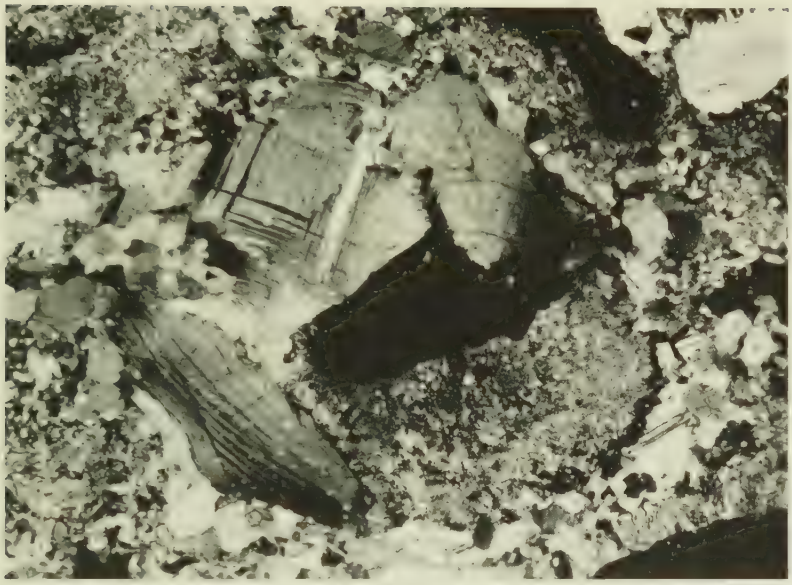


Fig. 51. *Deutliche Beschränkung des Kelyphitwachstums auf die Bereiche mikrogranoblastischen Plagioklases* (auch in Fig. 49, Tafel VII, am Beispiel des zentral gelegenen Granatkorns klar ersichtlich). Grosse schwarze Flecken: Granat; kleine: Erz. Mittelkörniger Pyriklasit A, SD 167 E, + Nicols. Vergr. 34 .

Curriculum vitae

Am 11. Dezember 1937 wurde ich, Rolf Schmid, als Sohn des Versicherungsbeamten Friedrich Schmid und seiner Gattin Maria Schmid, geborene Basler, in Bern geboren.

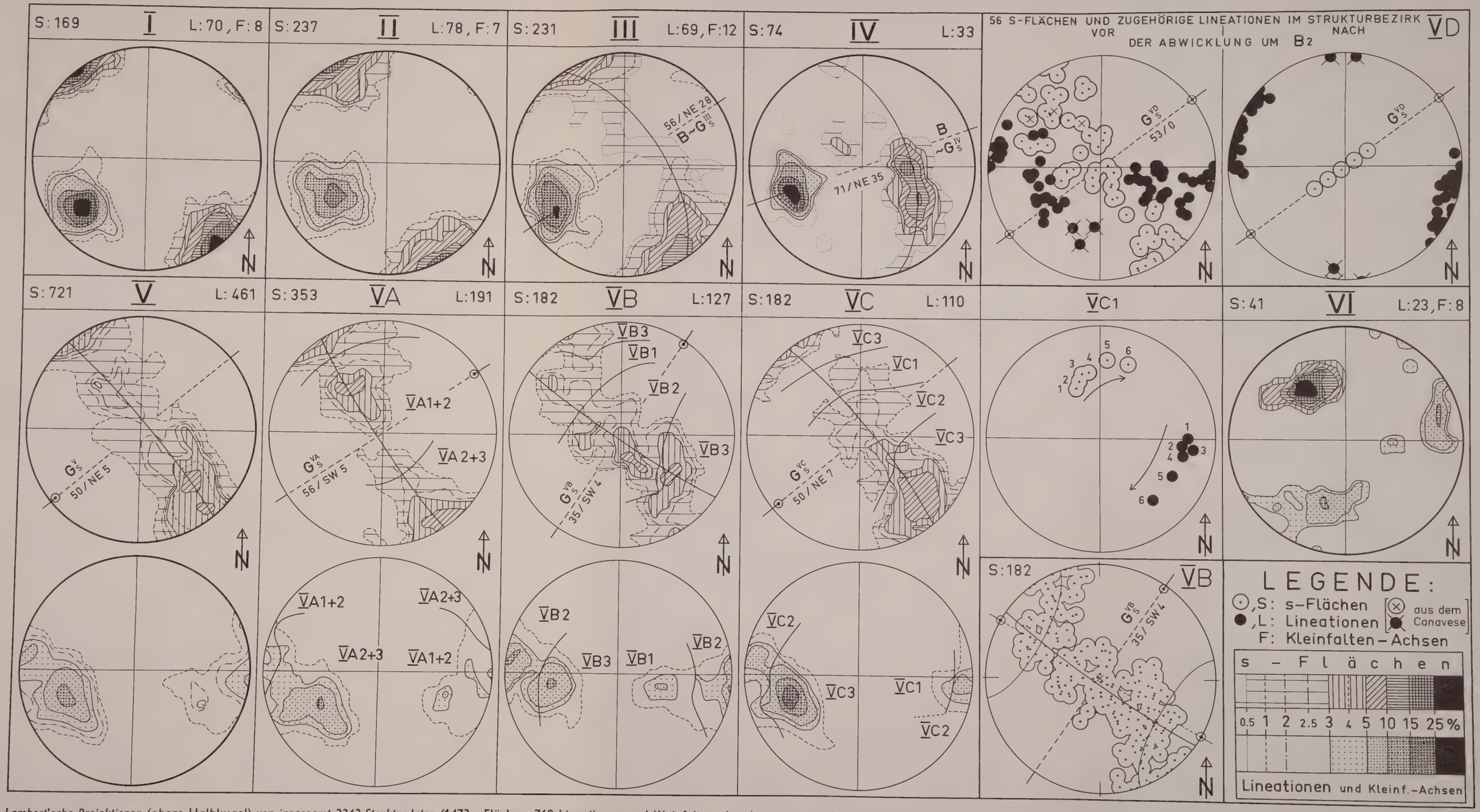
Von 1945—1949 besuchte ich die Primarschule in Wabern bei Bern und anschliessend während zwei Jahren das Progymnasium Bern. Die berufliche Versetzung meines Vaters nach Basel brachte mich an das MNG Basel. Im Jahre 1957 bestand ich hier die Maturitätsprüfung vom Typus C, worauf ich mich an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel immatrikulierte.

In den Jahren 1958—1960 schloss ich die Nebenfächer Mineralogie, Physik und Chemie ab und absolvierte die Genie-Rekruten-, -Unteroffiziers- und -Offiziersschule. Für das anschliessende Abverdienen des militärischen Grades liess ich mich ein Semester lang beurlauben.

Neben kurzfristiger Halb- und Vollassistenz am Mineralogisch-Petrographischen Institut Basel sowie verschiedenerlei Erwerbstätigkeit widmete ich mich während der folgenden fünf Jahre hauptsächlich der Ausarbeitung meiner Dissertation, die im Sommersemester 1966 zum Abschluss gelangte. Während dieser Zeit bestand ich ein viertes Nebenfachexamen in Geologie-Paläontologie.

Als Bürger von Mühleberg im Kanton Bern wurde mir nach den ersten Jahren meines Aufenthalts in Basel zusätzlich noch das Bürgerrecht dieser Stadt zuerkannt.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren E. Wenk, P. Bearth und H. Schwander in Mineralogie, Petrographie und Geochemie, L. Vonderschmitt, M. Reichel und H. P. Laubscher in Geologie-Paläontologie, P. Huber in Physik, H. Erlenmeyer und H. Dahn in Chemie sowie P. Leepin im programmierten Rechnen.



Lambert'sche Projektionen (obere Halbkugel) *von insgesamt 2242 Strukturdaten* (1473 s-Flächen, 769 Lineationen und Kleinfaltenachsen), getrennt und ausgezählt nach den Strukturbezirken I–VI und den Unterbezirken VA–VD (siehe Fig. 13).

Schweiz. Min. Pet. Mitt.
Band 47, Heft 2, 1967

PETROGRAPHISCHE KARTE DER ZONE IVREA–VERBANO ZWISCHEN VALLE D'OSSOLA UND VALGRANDE

R. SCHMID
(1967)

1 : 25000

0 1 KM

CANAVESE - ZONE

CHLORIT-SERIZITSCHIEFER
CALCIT-DOLOMITSCHIEFER
RAUHWACKEN

ZONE IVREA-VERBANO

MARMORE, SILIKATMARMORE

OLIVINFELSE, BRONZITFELSE (B)

HORNBLENDE- und KLINOPYROXENFELSE
IDEM IM VERBAND MIT FLASERIGEM PYRIKLASIT B
IDEM KALKMETASOMATISCH UMGEWANDELT

FEINKÖRNIGE
MITTELKÖRNIGE
GROBKÖRNIGE
} PYRIKLASITE A

IDEM MIT GERINGMÄCHTIGEN LAGEN VON STRONALITHEN UND KINZIGITGNEISSEN

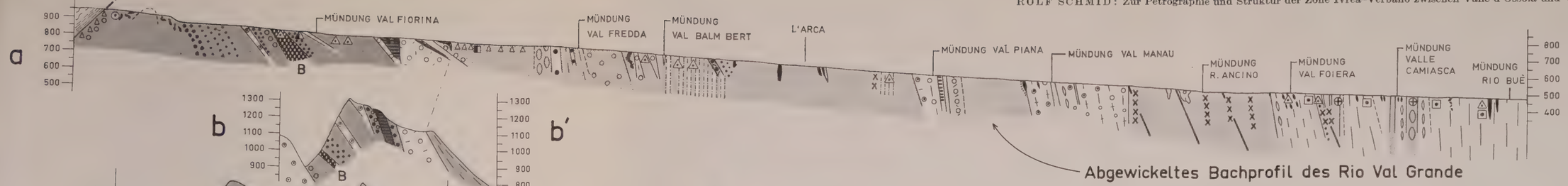
GEMISCHTE ZONE: FEINKÖRNIGE PYRIKLASITE, WECHSELLAGERND MIT
— FLASERIGEN GRANAT-HBLD.-PYROX.-GRANOFELSEN B
— {STRONALITHEN A (häufig Quarz- und Sill.-frei) und PYROXEN-HALTIGEN STRONALITHEN
PYROX.- und PYROX.-HBLD.-GRANOFELSE B

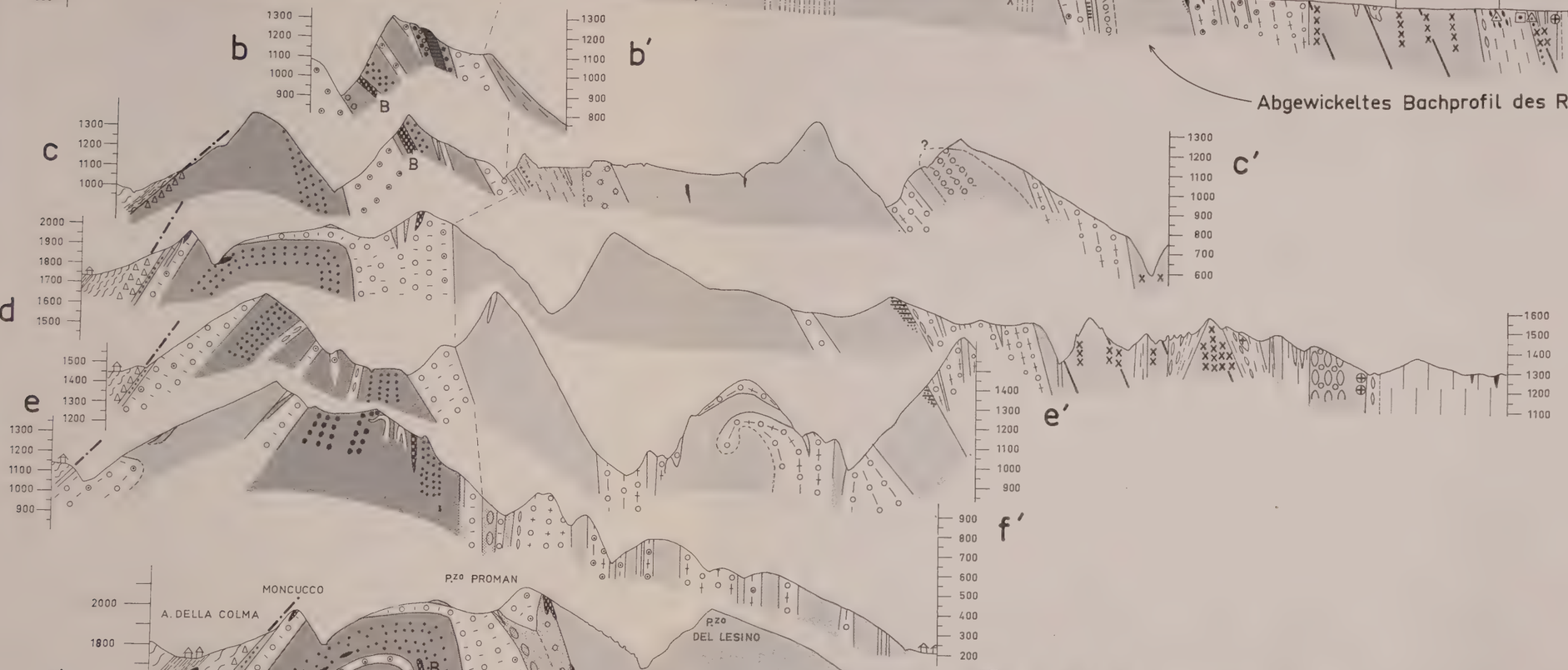
PYROX.-HBLD.- und HBLD.-GRANOFELSE, AMPHIBOLITE
BAS. SERIE VAL PIANA
— NEBULITE
— HORNBLENDEFELS
— WECHSELLAGERUNG VON GRANAT-HORNBLENDE-GRANOFELS B UND GRANAT-BIOTIT-HORNBLENDEFELS
— GRANAT-HALTIGE PYROX.-HBLD.-GRANOFELSE UND AMPHIBOLITE
— CALCIT-HALTIGE AMPHIBOLITE
— BEREICH CALCIT-HALTIGER AMPHIBOLITE
— FLECKAMPHIBOLITE
IDEM MIT GERINGMÄCHTIGEN LAGEN VON STRONALITHEN ODER KINZIGITGNEISSEN

GRANAT-BIOTITFELSE
GRANAT-PLAGIOKLASFELSE (nur im PROFIL VAL GRANDE)

STRONALITHE und KINZIGITGNEISSE
Abnehmender Zunehmender GRANAT-BIOTIT-Gehalt
STRONALITHE A
STRONALITHE B
Fein- bis mittelkörn. Vorw. grobflas. } KINZIGITGNEISSE
BEDEUTUNG DER SIGNATUREN:
GRANAT-BIOTIT-SILLIMANIT- } HALTIG
GRANAT-BIOTIT- } FÜHREND
GRANAT-HALTIG, -FÜHREND, GRAPHIT MAKROSKOP. DEUTLICH ERKENNBAR
IDEM MIT LAGEN DER BENACHBARTEN BASISCHEN GESTEINE

PEGMATITE
BASISCHE GÄNGE
VERERZUNGEN
QUARZMOBILISATE ± KARBONAT und ALBIT
MYLONITE
ULTRAMYLONITE
REKRISTALLISIERTE MYLONITE
GANGMYLONITE
POSTKRISTALLINE STÖRUNGEN
INSUBRISCHE LINIE
QUARTÄR





PROFILE

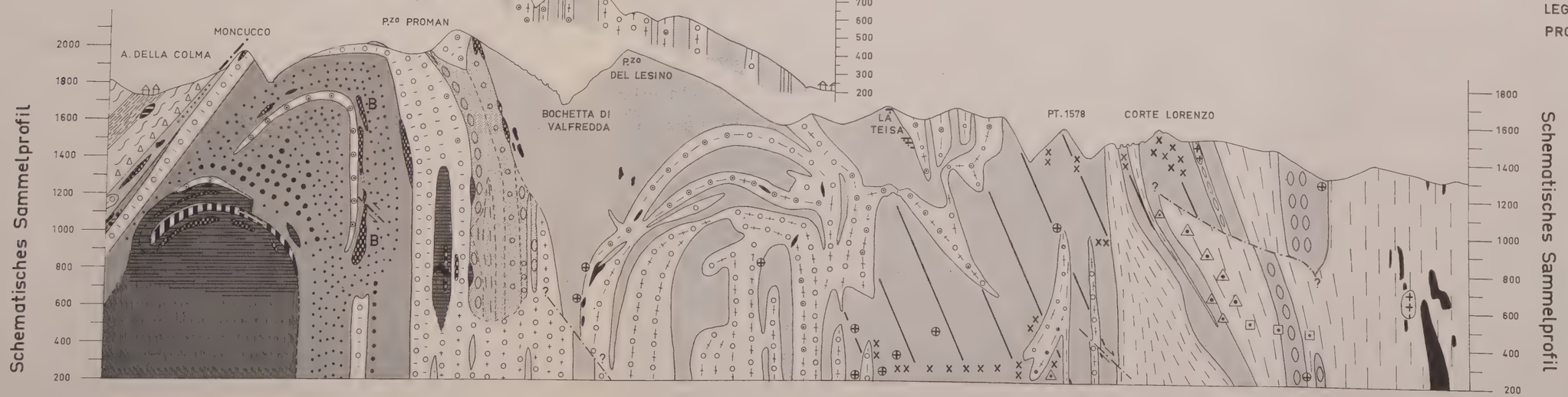
zur

PETROGRAPHISCHEN KARTE
DER ZONE IVREA – VERBANO
ZWISCHEN VALLE D'OSSOLA
UND VALGRANDE

R. SCHMID
(1967)

1 : 25 000

LEGENDE : siehe PETR. KARTE
PROFILVERLAUF : siehe STRUKTURKARTE II



STRUKTURKARTE I:

VERLAUF DER S-FLÄCHEN

IN
DER ZONE IVREA-VERBANO
ZWISCHEN VALLE D'OSSOLA
UND VALGRANDE

R. Schmid
(1967)

0 1 KM

N

A. VAL GABBIO
Ca. LOVIGA
A. SERENA
A. STAVELLI
A. LA MOTTA
MONCUCCO
A. LA PIANA
P.zo PROMAN
P.zo DEL LESINO
L'ARCA
VAL GRANDE
P.zo VOGGIA
A. LUT
LA TEISA
VELINA
CORTE LORENZO
CORTE BUÈ
CUZZAGO
NIBBIO
BETTOLA
ALBO
TOCE
CANDOGLIA

00
98
96
94
92

50 52 54 56

LEGENDE

KLEINERE GEWÖLBE mit Schenkelabständen >2m, <200m

×	0°
T	1–10°
—	11–30°
—	31–50°
—	51–70°
—	71–85°
—	86–90°

MARMORE

OLIVIN- UND BRONZITFELSE

ZONE KALKMETASOMAT. UMGEWANDELTER ULTRABASITE
HORNBLENDE- UND KLINOPYROXENFELSE

BASISCHE GESTEINE:
- GRANAT-PYROXEN-HALTIGE, HORNBLENDEFREIE(-ARME)
- GRANATFREIE(-ARME), HORNBLENDE-PYROXEN-HALTIGE

STRONALITHE UND KINZIGITGNEISSE

–·–·–·– INSUBRISCHE LINIE

CANAVESE

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 47, Heft 2, 1967

STRUKTURKARTE II :

VERLAUF DER LINEAREN PARALLELTEXTUR

und MAGNETISCHE ANOMALIEN

IN
DER ZONE IVREA-VERBANO
ZWISCHEN VALLE D'OSSOLA
UND VALGRANDE

R. Schmid
(1967)

0 1 KM

N

A. VAL GABBIO
A. SERENA
A. STAVELLI
A. LA MOTTA
A. LA PIANA
A. LUT
MONCUCCO
P.ZO PROMAN
P.ZO DEL LESINO
P.ZO VOGGIA
Cª LOVIGA
L'ARCA
VALGRANDE
LA TEISA
VELINA
CORTE LORENZO
CORTE BUÈ
CUZZAGO
NIBBIO
BETTOLA
ALBO
TOCE
CANDOGLIA

a b c d e f

a' b' c' d' e' f'

L E G E N D E

MAGNETISCHE ANOMALIE :

◯/◯ OHNE/MIT ANGABE DES ABLENKUNGS-SINNS DER KOMPASSNADEL

◌ SCHWACHE ANOMALIE

LINEARE PARALLELTEXTUR :

LINEATIONEN
KLEINFALTEN-ACHSEN
WELLUNGSACHSEN
RIEFUNGEN

0°
1–19°
20–35°
36–50°
51–70°

MARMORE

OLIVIN- UND BRONZITFELSE

ZONE KALKMETASOMAT. UMGEWANDELTER ULTRABASITE
HORNBLENDE- UND KLINOPYROXENFELSE

GRANAT-PYROXEN-HALTIGE, HORNBLENDEFREIE(-ARME)

GRANATFREIE(-ARME), HORNBLENDE-PYROXEN-HALTIGE

} BASISCHE GESTEINE

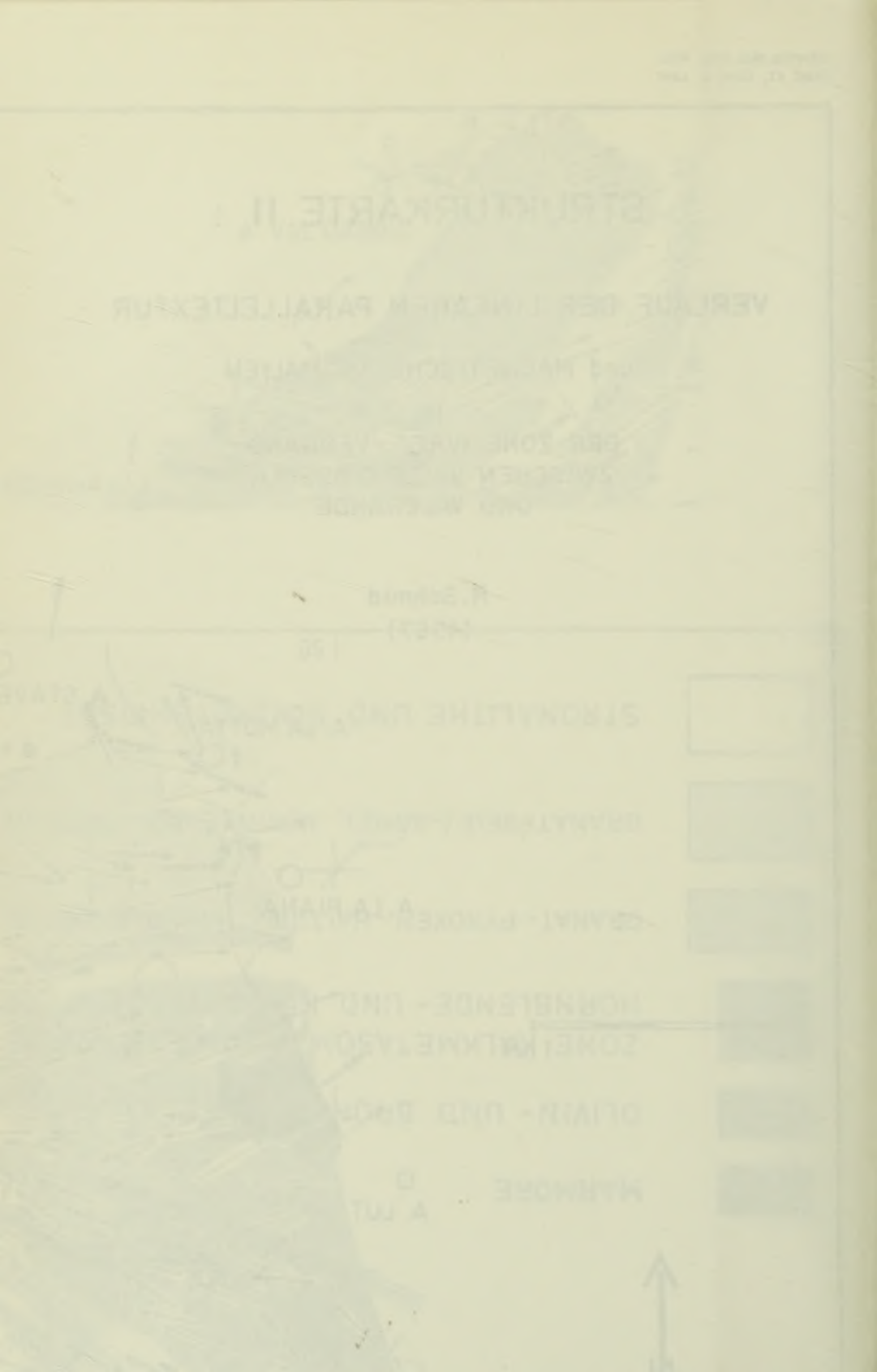
STRONALITHE UND KINZIGITGNEISSE

INSUBRISCHE LINIE

Postkrist. Störungen

Verlauf der Profile a–f

CANAVESE

00
98
96
94
92

50 52 54 56